

土木研究所資料
第565号

国見地すべり調査報告書

昭和45年3月

建設省土木研究所

土木研究所資料
第五六五号

国見地すべり調査報告書

(昭和四十四年度)

建設省土木研究所

目 次

1. はじめに	2
2. 昭和44年度調査	6
3. 地盤構成および、すべり面調査	45
4. 地下水追跡調査	52
5. I 地下水調査	56
II 地下水垂直検層	57
6. 水質調査	60
7. 地盤変動調査	64
8. 自然放射能調査	66
9. まとめ	72
10. あとがき	77

1. はじめに

1 はじめに

北陸地方の第三紀地すべりと言われる地すべりにはいくつかのタイプがある。その中に能登半島基部より水見市北部にかけて多くの地すべりが群集する。八代地すべり群と名付けられる地すべり群である。昭和39年7月に発生した胡桃地すべりは規模の大きさ、激しさで大災害を起こしたが、これに隣接する国見地すべりを始めとして他にも論田、熊無、味川、一剣、村木等の地すべりが存在する。

国見地すべりはいわゆる層すべり型地すべりと考えられるもので、発生条件が十分に満たされた場合には隣接の胡桃地すべりに劣らぬ大規模で急激な移動を起し得る因子を含んでいることが考えられる。

そこで昭和40年4月より国見地すべりを本地域の第三紀地すべりを代表するモデル地すべりとして取り上げ、この型の地すべり発生予知および前駆現象、地すべりの機構を解明すべく調査を開始した。調査は地盤変動量、地質、自然放射能、地下水の動向等の総合的な調査が昭和45年3月まで実施されたが、この内、自然放射能、地下水調査については建設省土木研究所新潟試験所が担当し、地質、地盤変動調査等は富山県土木部砂防課が担当した。

なおこの報告書では44年度の調査結果を述べ、それ以後は地質、水、放射能調査というように調査項目別に昭和40年度から44年度までの調査のまとめを行ない、最後に5ヶ年間にわたる国見地すべり調査の結果を総合し、その対策を述べることにしたいと思う。

2 調査経緯

昭和40年度当初は災害を起こした胡桃地すべりの頭部であり、また国見地すべりの頭部となっている旧地すべりの大滑落崖上部と目される地域に調査の重点がおかれた。この地域は当地域の最高地点である鏡山(477M)の周辺にあたり、地下水が異常なまでに豊富なことから下部地すべりである胡桃、国見に対し地下水涵養源となっていることが考えられた。この地下水が胡桃地すべりの上部への拡大崩壊、あるいは国見地す

べりの活動を活発にさせることが懸念された。そこで調査の重点を地下水の賦存状況、流動機構、地すべりに対する影響などに置き、調査を進めてきた。

そして地下水追跡などの調査の結果、鏡山周辺の豊富な地下水は国見地すべり、胡桃地すべりに大きな影響を与えていることが明らかになり、さらにこの地下水は国見地すべりを特徴づける地質構造線に支配され、かなり限定された経路をたどって国見地すべり地内に供給されていることが推測された。そこでこれらの構造線を調べるとともに鏡山周辺の供給源より国見地すべりへの地下水の連らなりの調査を行なった。昭和41年度までに地下水の動向やこれを左右する断層機能等が大体把握されたので、昭和42年度からはこの地すべりを特徴づける断層群の確認とその機能の解明に重点を置き、地下水追跡調査においても採水点を増加するなどして、平面的流動経路をさらにしほりそれとともに垂直検層などにより垂直的な地下水の流れを把握することに努めた。昭和43年度にはこれまでの調査に基づき、地下水流動機構の精査を行ない地下水流路の細部にわたる動きを確認し、定量的把握を行ない、また地下水動向を支配すると考えられる断層構造についての資料を整理することを考えたが、昭和43年5月の現地調査の結果今までの調査の対象より一応除外してあった国見地すべり東部地区に新たな亀裂が10数ヶ所に発生し、泉谷川の既設の水路工は大破し、集水井も変形の兆しが認められるなど地すべり活動が活発化する可能性が生じ、国見地すべり西部地区より東部地区の方が危険度が大になったと考えられたので調査の主体を東部地区に移し、地下水検層、地下水追跡試験、自然放射能測定、水位観測などを行ない、地下水の動向と賦存状況を把握するとともに地すべり移動、地下構造を調べるために伸縮計4台、傾斜計7台、水位計5台、ボーリング5ヶ所を設けたが、調査時期の関係があったため、ほとんど地すべりの動きらしいものをとらえずに終わってしまった。そのようなため調査の方向を従来の線に戻し、昭和44年度には43年度に行なえなかった断層と地下水流動機構の関係を求めることに焦点をしほり調査を行なった。そして泉谷川を通ると考えられる断層の地下水流下能力と地すべり地内の水位との関係を把握するよう努めた。

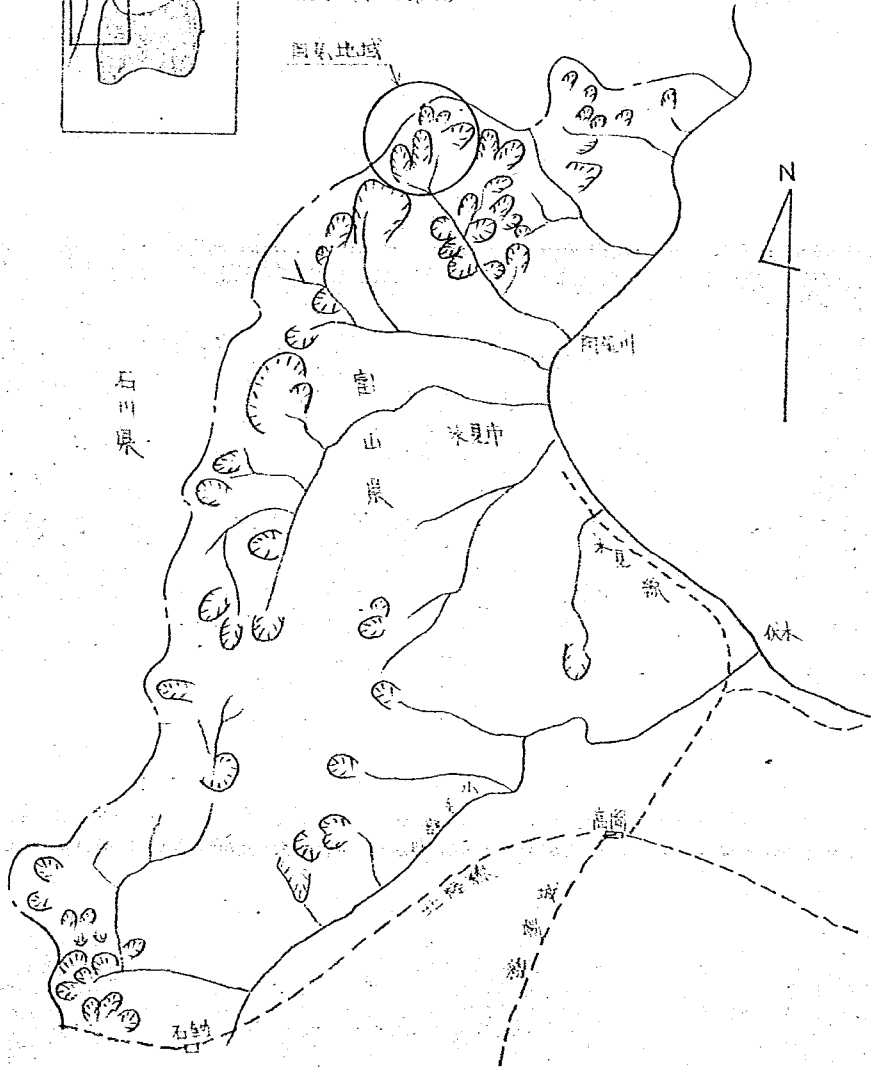
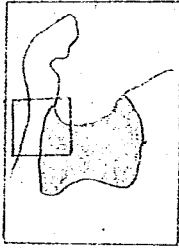
一方、地下水の調査に重点を置くとともに、このタイプの地すべりの前駆現象、地盤変動特性、地下構造を追求するための伸縮計による移動量調査、すべり面調査、水位変動量、ボーリング、自然放射能調査等を併行して昭和40年度より継続調査を行なってきた。

図-1

熊登半島基部地すべり分布図

縮尺 1:200000

調査地域



2. 昭和44年度調査

今年度の調査は、国見地すべり東部と西部を境する泉谷川に沿った地下水の流れをとらえることに焦点をしばって行なった。図-2-1に示すように、泉谷川に直交する2測線を間隔70Mで設定し、ボーリングをそれらの測線上に4本と3本行なった。このように測線配置をした意味は、泉谷川が断層にそって形成されたものであるかということの確証を得るためであり、また今までの調査で泉谷川に沿って地下水が豊富に存在し流下してこの水が地すべり地帯への水の供給源となっていることが考えられたので各ボーリング孔に水位計を設置し、それらの水位の関係を洗い出すためである。また、泉谷川に沿った地下水の流下能力を測定するために、ボーリング孔を利用し、揚水試験により透水係数を求め、トレーサーによる地下水追跡試験を行なった。また泉谷川以外の図-2-1で示すようなところで水位観測を行ない、地盤変動を調べるために伸縮計4台、傾斜計10台を配置した。

ボーリング調査による結果は柱状図を図-2-2～2-8に示し、位置図は図-2-1に示した。図-2-11と図-2-12はボーリング44-31から44-34と、44-35～44-37を通る測線の断面である。図-2-11よりうかがえるように、44-31ボーリングは泥岩と凝灰岩との互層で上部より風化凝灰岩、泥岩、風化凝灰岩、泥岩で構成され、44-32～44-34では表土、風化凝灰岩（崩積土層と云った方が適当と思われる）、泥岩という層序となっており、地層を対比してみると、44-31と44-32でやや不連続になっており、44-32のコアからみても小規模の断層があると考えるのが適当と思われる。この断層を境にし、東部地区は泥岩の上部が地すべり移動土塊として活動するものと推定される。図-2-12のボーリング44-35～44-37を通る断面でも同様なことが云える。

ボーリング孔を利用した透水試験は圧入方式を用い、図-2-9に示すようにシングルパッカーを利用して3通りに区分して試験を行なった。

- 1) 注入孔（ステージの長さA）の位置が地表面に近い場合
- 2) 地下水面以上であるが、ある程度深い場合
- 3) 地下水面以下にある場合

これらを上から順に第一、第二、第三層と呼ぶ。

透水係数を求める公式は

$$\text{第一層} \quad K = \frac{Q}{C_u r H}$$

$$\text{第二層} \quad \text{方式1} \quad K = \frac{2Q}{(C_s + 4) r (T_u + H - A)}$$

$$\text{方式2} \quad K = \frac{2Q}{C_s r (T_u + H - A)}$$

$$\text{第三層} \quad \text{方式1} \quad K = \frac{Q}{(C_s + 4) r H}$$

$$\text{方式2} \quad K = \frac{Q}{C_s r H}$$

r : ボーリング孔の半径

A : ステージ長

D : 地表面からボーリング孔底までの深さ

h₁ : ボーリング孔底からスウィヴェルまでの高さ

h₂ : スウィヴェル点における注入圧力水頭

Q : 注入量

U : 不飽和透水層の厚さ

S : 飽和透水層の厚さ

H : = h₁ + h₂ - L 有効圧力水頭

L : 注入管中の摩擦損失

T_u : U - D + H

x : $\frac{H}{T_u} \times 100$ 不飽和透水層における注入孔の深さを表わす指数

C_u : 不飽和層における伝導係数 表-2-1

C_s : 飽和層における伝導係数 表-2-2

これらの公式により各ボーリング孔における透水係数を求めた結果を表-2-3に示し、図-2-11と図-2-12の地質断面に示した。

地下水追跡試験は2つの方式を用いた。1つはトレーサーとしてフルオロゼンソーグと食塩を投入し、採水点でそれらが検出できるかどうか化学分析により判断する方

法と1つは食塩を投入し電導度変化をレコーダーに自記記録し、食塩の到達の距離と時間をとらえようとするものである。

投入は44-32ボーリング孔に食塩70Kg、フルオレッセンソーダ3Kgを混合して行なった。採水地点は図-2-1に示した7ヶ所(44-34, 集水井, 44-35, 44-36, 60, 61, 62)である。採水方法はトレーサー投入開始(12時50分)を採水の最初とし、はじめの1時間を5分間隔にその後、2時間を10分間隔で、それ以後を30分間隔として採水した。分析は Cl^- , K^+ , Na^+ について行なった。 K^+ はフルオレッセンソーダと食塩を同時に投入したため、化学反応を起こし、アルカリ金属イオンの置換などを起こすと考えられるので、 K^+ の量も測定してみた。分析結果を図-2-13~図-2-19に各採水点ごとに、 Cl^- , K^+ , Na^+ の順に示した。しかしこれらの結果をみると原因は不明であるが、トレーサーの流下によりイオン濃度が増加したものと思われるものはない。またフルオレッセンソーダもいずれの採水地点でも検出されなかった。

また図-2-10に示すように電導度計に電極を接続させ、電導度を測定した。測定は44-35, 44-36にレコーダーを置き、地下水追跡と同時にいった。測定期間は2日間にわたったが投入した食塩水を検出することができなかった。化学分析によっても検出できなかったので電導度の変化もなかったと考えるのが当然であるが、以上のよな追跡試験の結果と前年度までの追跡試験の結果と考え合わせると、トレーサー投入地点と採水点での間に地下水の流通が全然ないと断言することはできない。

地下水垂直検層はボーリング孔44-32, 33, 34, 35, 36, 37の6孔について行なった。その結果を図-2-20~図-2-25に示す。

44-32は追跡試験用のトレーサー投入孔を利用したが、投入後1650分後測定したため、はっきりしたことは云えないが、深度13M~18Mの間に地下水流動層が存在すると考えられる。44-33はボーリング孔全体に流動層が存在すると思えるのが適当であるが、細かくみると水面より6Mまでと、7M~17Mまで、17M~35Mと3層に区分できる。一番浅い流動面で流速が速いことは投入後15分に満たないうちにバックグラウンドの値になっているということがわかる。

7M~17Mのものは、さらにこれよりも流速が遅く、18M~35Mの間の流速は最低と推定される。44-34の流動層は深度13Mまでであるが、電導度変化は遅い。44-35は水面から深度8Mまでが流動しているが、流速は 10^{-2} cm/sec 以上と考えられる。44-36は水面付近の流動がボーリング孔上部からの落下水があると考え

られる。その他では流動面がほとんどみられない。44-37まで7孔の水位を検討すると、観測期間が1カ月半程度なので十分その傾向をつかむことはできないが、44-35ボーリング孔に5M程度の水位変化しかしていない。雨との相関性は不明である。また観測期間が短いためにはっきりしたことはいえないが、44-35のボーリング孔には孔中の地下水面に地下水が増加しているのがみられた。

44-32の地下水水位が、この測線上の水位レベルよりも10M程度も低いということは注目する必要がある。

国見地すべり西部地区のデルタ状地の各水位は非常に低い。水位変化は4~5Mであるが、その中で40-3は30M以上の水位変化があるが、雨が降るとすぐ水位が上昇し、降雨のない時はすぐに低下することから、ボーリング孔中に表流水が供給されているものと推定される。また国見地すべり東部地区の地下水水位は、ほとんどが1~2M程度であるが、43-29など水位変化が4M程度ありやや大きい。(図-2-32)。

地盤変動調査は傾斜計10台と伸縮計4台を設置し、その結果を図-2-26~図-2-31に示したが、累積的傾向を示すものはほとんどなく、基底変動量内の日平均変化を示しているにすぎない。伸縮計をみると11月16日以後の降雨に関係すると思われるが、S-2、S-3、S-4で2mm程度の移動がみられるのみで、10月から12月にかけての観測期間中は比較的安定していたと思われる。

以上44年度の調査結果をまとめると、

- 1) 泉谷にそって小規模の断層が考えられる。
- 2) 東部地区は、泥岩の上を凝灰岩を主体とした崩積土が載っている。
- 3) 地下水追跡試験は十分な結果が得られなかったが地下水検層によると、泉谷にそってかなりの流速をもった地下水がみられる。東部地区では流動面が泥岩上部の崩積土層中で卓越している。
- 4) 泉谷川に直交する測線上のボーリング孔における水位変化はほとんどなく、44-32の水位が他のものと比較して低い水位を示している。44-33、44-34のボーリング孔より流速の速い地下水が流下しているものと推定される。また、国見地すべり西部地区の水位は非常に低く、雨と相関性をもつ水位変化の大きなボーリング孔や、ボーリング孔中に地下水が落下し、急激な水位変化を示すものがある。東部地区の水位変化は小さく、水位が非常に浅い。

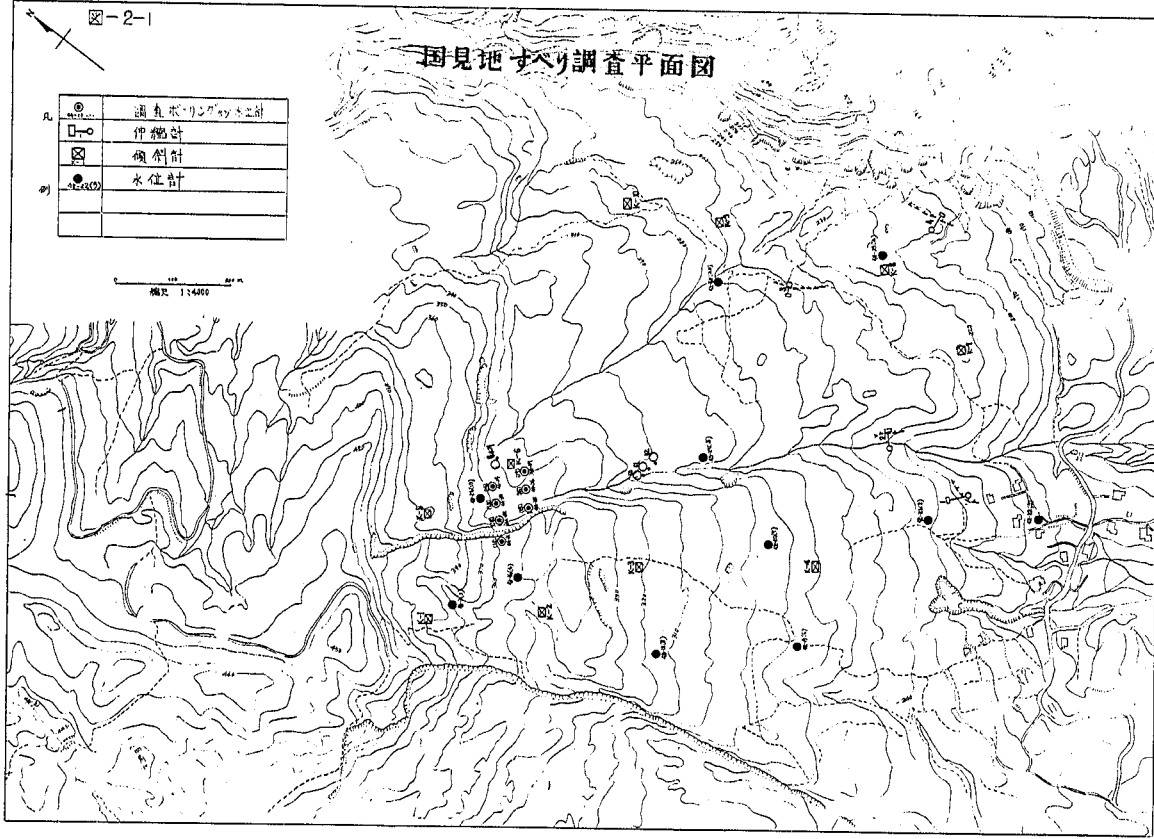
- 5) 泉谷に沿う断層を流れる地下水の定量的な把握はできなかった。
- 6) 地盤変動量測定期間中、東部、西部地区ともほとんど変動はみられず安定しているものと考えられる。

図-2-1

国見地すべり調査平面図

●	調査ポイント
□	地盤計
⊗	傾斜計
○	水位計
○	
○	

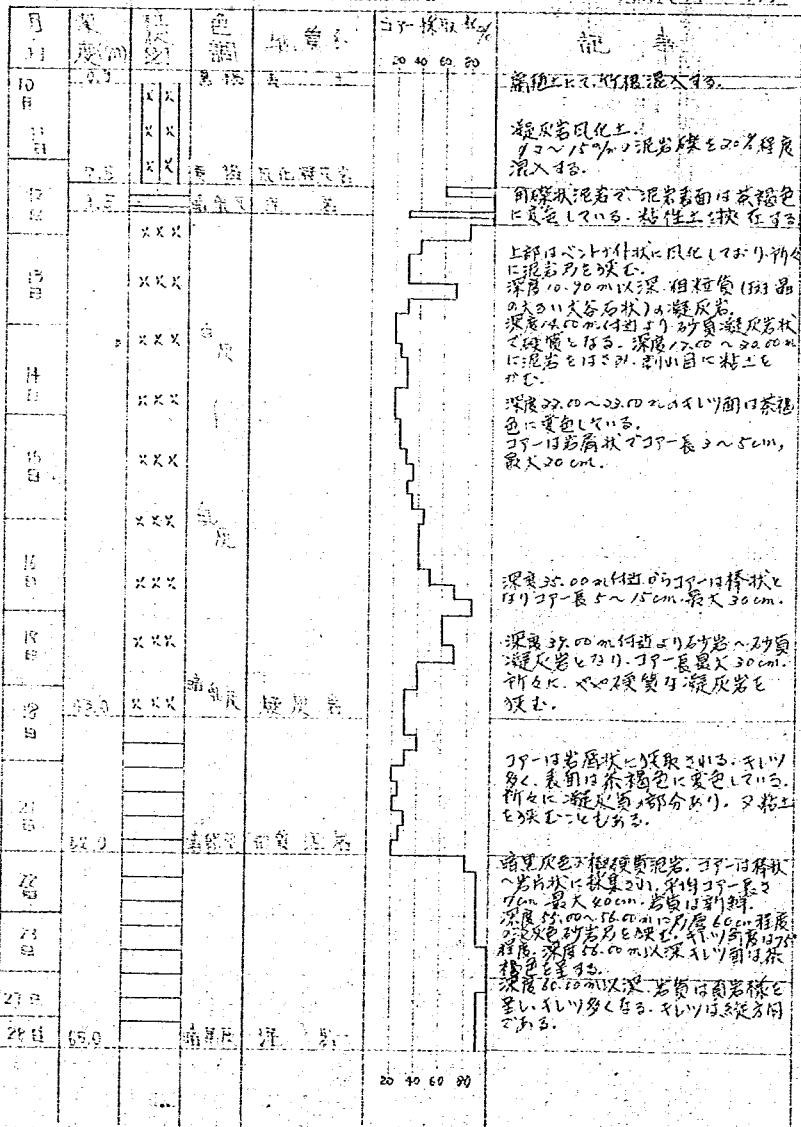
縮尺 1:4400



☒-2-2

44-31

縮尺 1/400



☒-2-3

44-32

縮尺 1:900

月日	深度(m)	柱状図	色調	地質名	コア採取率	記 事
1981.10.18	1.5		茶褐色	表土		泥岩、凝灰岩、礫岩、砂状の粘土状、 礫径φ2~10%。
21日						含有は風化した凝灰岩粘土状の 礫。深層50~5.50m、深層6.50~ 7.20m、向心凝灰岩、 深層7.50~7.70m、粗粒凝灰岩。
19日						深層7.45~10.00m、砂質凝灰岩。
17日	15.4		灰白	粗粒凝灰岩		
21日						凝灰岩は硬質砂岩。コア長さ5~25cm 深層14.70mより、孔の多いコア一 径30~50%、多い。コア一面は 茶褐色に変色している。 下部は泥岩に漸移する。
22日	18.0		暗茶褐色	砂岩		硬質砂岩。孔の多い。深層19.10mより Lに粗粒の多い面に変色している。 コアはφ30~50%、孔の多い。 粘土φ20.0%、孔も採取される。
24日						
25日	22.9		淡灰	泥岩		
26日						新鮮な岩質の泥岩で、コアは長さ5~ 10cmの層状。最大コア長さ20cm。 粘土に粘土と石灰。 深層27.50~28.50mは孔の多い。 孔の多い面は茶褐色に変色する。
27日			暗灰			コアは、角礫状のφ30~50%。
28日						
29日						
30日						
31日						
1981.11.18	43.0		黒	泥岩		

☒-2-5

44-34

縮尺 1:200

月日	深度 (m)	柱状圖	地質名	JIS-採取率 20 40 60 80	記 事
11月5日	2.0		表土		砂質り粘性土 泥岩角礫を含む。
6日		X X X			粘土質り礫 礫は泥岩角礫が10~60cmほど多く 最大径10cm 礫表面は茶褐色に変色しており濡れ状 泥礫系が60%程度 粘土質り砂岩礫と礫心 供出に粘土を含む。
7日		X X X			
	13.0	X X X	暗灰 風化凝灰岩		
	14.0	X X X	黄灰 凝灰岩		砂質凝灰岩で礫状〜條状に核集 みがある。
10日					
11日					かなり硬質の泥岩が少しあり。
12日			暗灰 (暗灰)		深層22.0m付近より深層70 くらいたく数条見られる。
13日			暗灰 (暗灰)		深層24.0m付近より層内に凝灰質 となり暗茶変色が見える。
14日			淡青灰		
15日					深層27.5m付近より淡灰変色を 呈し、少しの間厚さ60cm以下で粘土 小量を含む。
16日					
17日					
18日					深層24.50m~26.80mは破砕凝灰 岩黄褐色を呈する。深層25.00m 付近に少しだけ、少しの間厚さ50 cm以下にみられる。
	36.5				深層26.00~26.50mより面は 黄褐色を呈し、深層26.50m以下深 層27.00m付近まで少しだけ 27.00m岩片状に核集。
	32.0		暗灰 泥岩		

☒-2-6

44-35

縮尺 1:300

月日	深尺(m)	柱状図	色調	地質名	JIS-採取率%			記 事
					20	40	60 80	
10月24日	0.6	X X	茶褐色	黄土				泥岩同礫混り 礫混り粘土上には、凝灰岩片上様 物に泥岩硬質部残る。
25日		X X						深度6.00m付近花崗岩礫採集
26日		X X	茶褐色					深度12.50m~13.30m付近 礫は 大部分泥岩質、礫径φ30~50% 混雑率40%
27日		X X	灰褐色					深度17.30~20.00m、礫径φ20~ 40%、混雑率40%
28日		X X	茶褐色					深度25.30mより、混雑率約(15%) φ30~50%の凝灰岩礫土、角礫 状に採集。
29日	26.0	X X	灰褐色	頁岩凝灰岩				27~28mを以て深部は岩屑状に採集
	28.2	X X	灰褐色	頁岩凝灰岩				深度27.00m以下深部は岩屑状。
30日								新鮮頁岩の混岩~砂質混岩。 それ以外は、角礫、それ以外は、 75%の角礫が多少見られる。
31日								深度34.80~35.50mに付いて、 数条の角礫あり、それ以外は、 色に変色している。
11月1日								
2日								
3日								
4日								
5日	48.2		灰褐色	頁岩				
6日	50.0		黒褐色	洗 炭				泥岩頁岩状。
					20	40	60 80	

☒-27

44-36

縮尺 1:200

月 日	深度(m)	柱状図	色調	地名	下採取率%			記 事
					20	40	60	
11月10日	1.0	X X		表 土				最近入泥混入
11日		X X	茶灰					凝灰岩風化上。 泥炭率 30%, 粘性の有りあり。 下部に行くと原岩組織の残り 頗く付る。
12日		X X	茶褐灰					
13日		X X	乳灰					深度15.00~16.00mに硬質部分 あり。青灰色を呈する。
14日		X X	青灰					深度17.00m付近 多孔質凝灰岩。
15日		X X	乳灰					深さ20.00m付近 砂質凝灰岩。
16日	26.8	X X	淡灰 反	凡化凝灰岩				
17日								硬質な砂、スリットコアは15.20~20 %の角礫状に採集される。 スリットコア部の粘性上。 深度29.00~29.40m付近長さ20 cmの棒状コア採集。
20日								深度32.00m付近スリットコアは 茶褐色に変色。 深度34.00m付近の岩質良好。 スリットコアの砂質部あり。 スリットコアは新鮮堅硬。
21日	38.0		暗灰	泥 岩				

☒-2-8

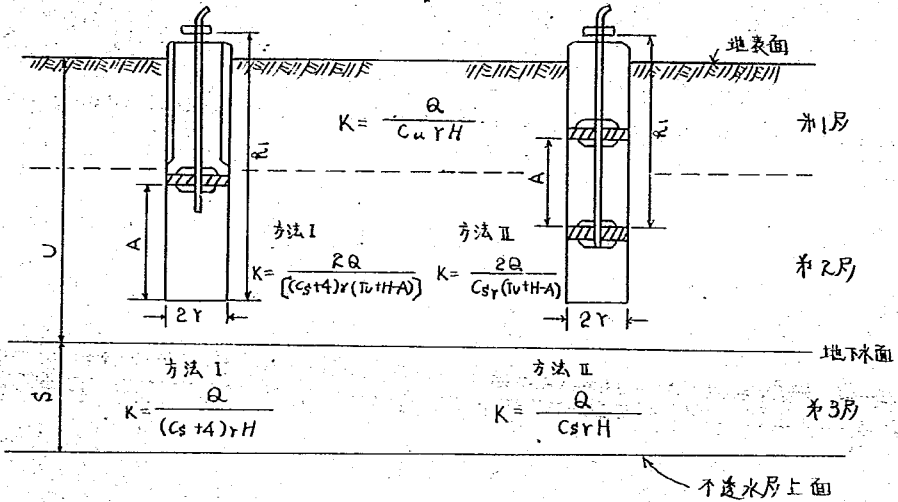
44-37

縮尺 1:200

日付	深さ (m)	柱状	色調	地質名	採取番号	記号
11月18日	0.5	X X X	青灰	土		腐植物混入
	3.5	X X X	黄白灰	凡化凝灰岩		凝灰岩凡化粘性土。 含水少しい。
19日		X X				<p>斑晶の大きな緑色凝灰岩。 前以破砕され礫混り粘性土の 性状を示す。 深度4.50~5.00m、5.50~6.00mに 0.30~0.50%の1号試片採取。 併せて表より10cm程度の橋状試片を 採取。深度6.00m付近より岩質は やや粗粒になる。</p> <p>深度10.00mより礫混り粘土。 凡化著しい。塊状部は前以破砕。 前以取資の粘土化部あり。</p>
20日		X X				
21日		X X				
		X X				
		X X				
23日	22.56	X X	黄灰	凡化凝灰岩		<p>深度18.50m~20.50m崩壊質粘土 吸水性著しい。循環水が漏れ出す。</p>
24日						<p>上部多少凡化している。 硬く試片は橋状に採取される。</p> <p>新鮮の岩質の混岩である。 下部に水硬く、試片は管状に 採取される。</p>
25日						
26日						
27日						
28日	38.0		暗灰	泥岩		

☒-2-9

透水試験方法



☒-2-10

自記記録による地下水追跡

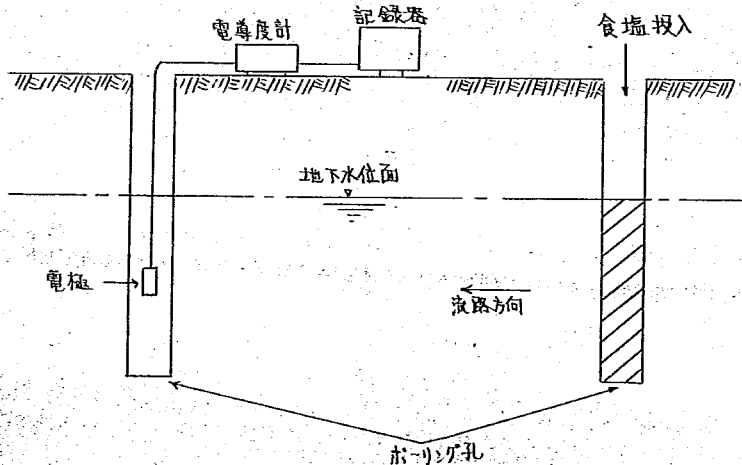


表-2-1. 不飽和層における伝導係数 C_u の値 (両対数)

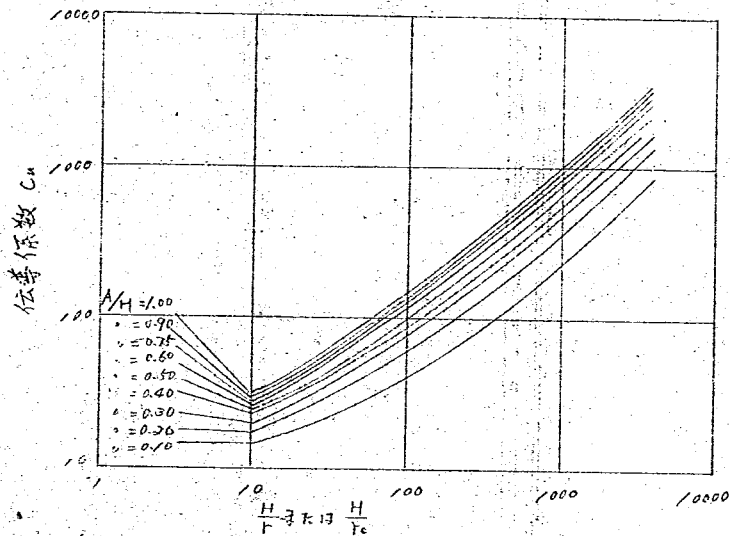


表-2-2. 飽和層における伝導係数 C_s の値 (両対数)

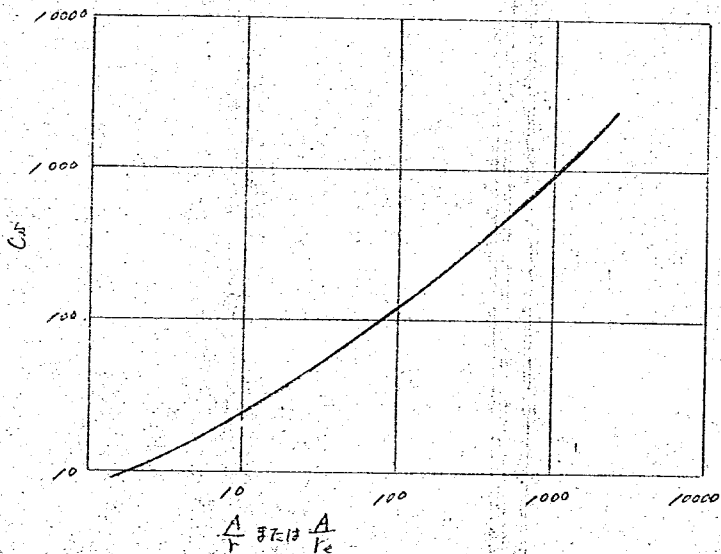


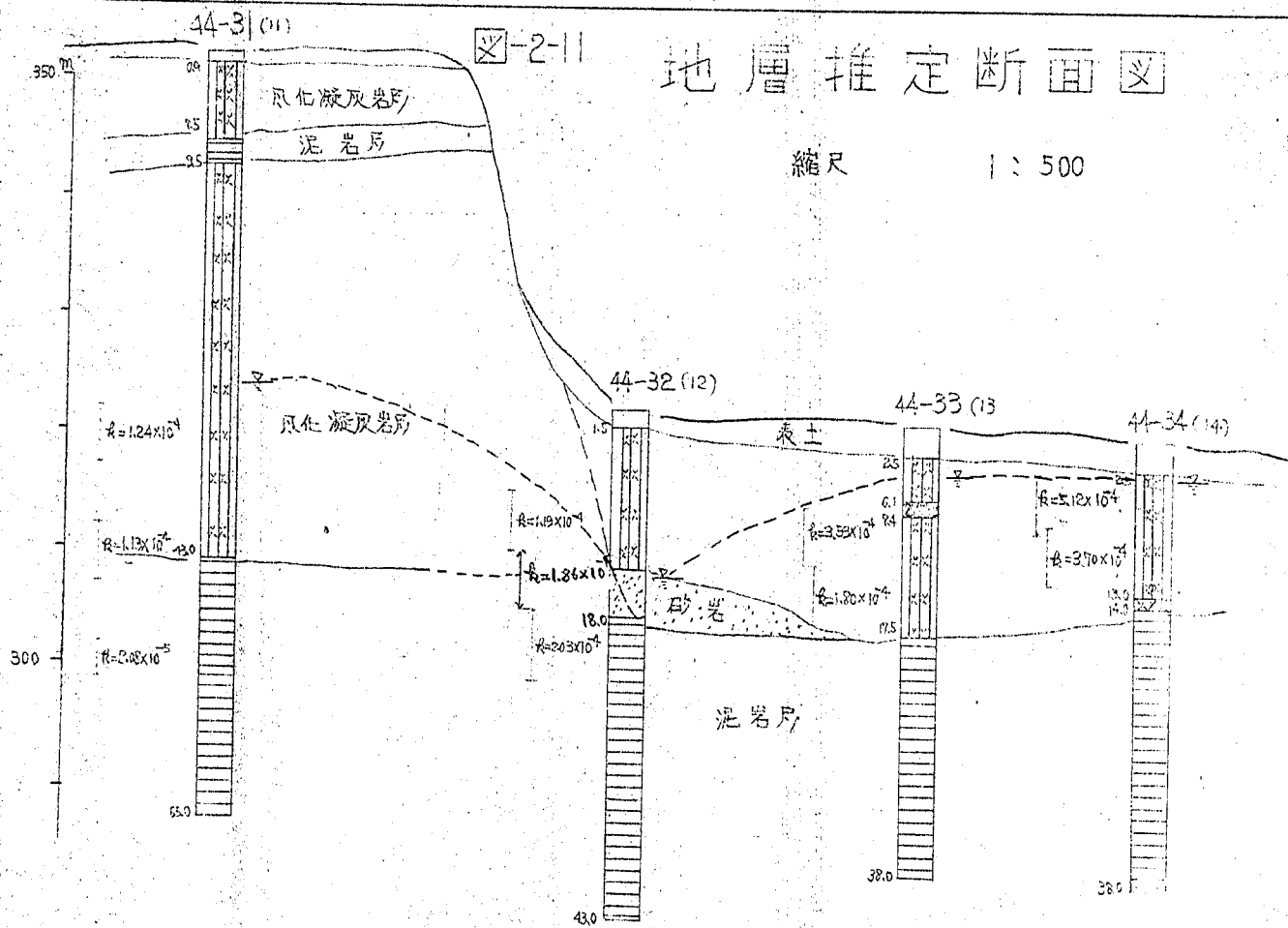
表-2-3

現場透水試驗

VE	深度	r cm	A cm ²	D cm	P_1 cm	P_2 cm	Q %/min	U cm	H cm	TU	$\frac{H}{r}$	$\frac{A}{r}$	C_u nr C_s	數 式	k cm/sec	使用公式
44-31	30~35	4.3	500	3500	3700	1000	36	5300	4700	6500	1093	—	200	$\frac{601}{240 \times 4.3 \times 4700}$	1.24×10^{-4}	I
	40~45	4.3	500	4500	4750	1000	42		5.750	6550	1337	—	250	$\frac{701}{250 \times 4.3 \times 5750}$	1.13×10^{-4}	I
	50~53	4.3	300	5300	5250	1000	9		6250	6250	1500	—	260	$\frac{150}{260 \times 4.3 \times 6250}$	2.08×10^{-4}	I
44-32	7~12	4.3	500	1500	1200	1000	13	850	2200	2050	558	—	210	$\frac{217}{(210+4) \times 4.3 \times (2050+2400-50)}$	1.19×10^{-4}	II
	12~17	4.3	500	1800	2050	1000	21		3050	2100	—	116	140	$\frac{251}{(120+4) \times 4.3 \times 3050}$	1.86×10^{-4}	III
	17~23	4.3	500	2300	2250	1000	26		3250	2000	—	116	140	$\frac{434}{(120+4) \times 4.3 \times 3250}$	2.03×10^{-4}	IV
44-33	7~12	4.3	500	1200	1400	1000	30	700	2200	1900	—	116	140	$\frac{534}{(120+4) \times 4.3 \times 2200}$	2.29×10^{-4}	III
	12~17	4.3	500	1700	1850	1000	19		2850	1800	—	116	140	$\frac{317}{(120+4) \times 4.3 \times 2850}$	1.90×10^{-4}	IV
44-34	3~8	4.3	500	800	950	1000	37	500	1950	1200	—	116	140	$\frac{618}{(120+4) \times 4.3 \times 1950}$	5.12×10^{-4}	III
	7.50~22.50	4.3	500	1250	1550	1000	35		2550	1350	—	116	140	$\frac{535}{(120+4) \times 4.3 \times 2550}$	3.70×10^{-4}	III
44-35	5~10	4.3	500	1000	1150	1000	16	500	2150	1650	—	116	140	$\frac{267}{(120+4) \times 4.3 \times 2150}$	2.01×10^{-4}	III
	10~15	4.3	500	1100	1700	1000	23		2700	1700	—	116	140	$\frac{390}{(120+4) \times 4.3 \times 2700}$	2.20×10^{-4}	IV
44-36	7.50~11.50	4.3	200	1150	1350	1000	11	700	2350	1900	—	93	120	$\frac{199}{(120+4) \times 4.3 \times 2350}$	1.47×10^{-4}	II
	16~20	4.3	200	2000	2250	1000	2.5		3250	1950	—	93	120	$\frac{142}{(120+4) \times 4.3 \times 3250}$	2.19×10^{-4}	II
	20~25	4.3	500	2100	2700	1000	21.0		3700	1900	—	116	140	$\frac{351}{(120+4) \times 4.3 \times 3700}$	1.52×10^{-4}	III
44-37	9~15	4.3	600	1500	1650	1000	28	1200	2650	2550	616	—	230	$\frac{2 \times 618}{(230+4) \times 4.3 \times (2550+2650-120)}$	7.02×10^{-4}	II
	17~22	4.3	500	2200	2400	1000	18		3200	2600	—	116	140	$\frac{301}{(120+4) \times 4.3 \times 3200}$	1.23×10^{-4}	IV

地層推定断面図

縮尺 1:500



☒-2-12

地層推定断面図

縮尺 1:500

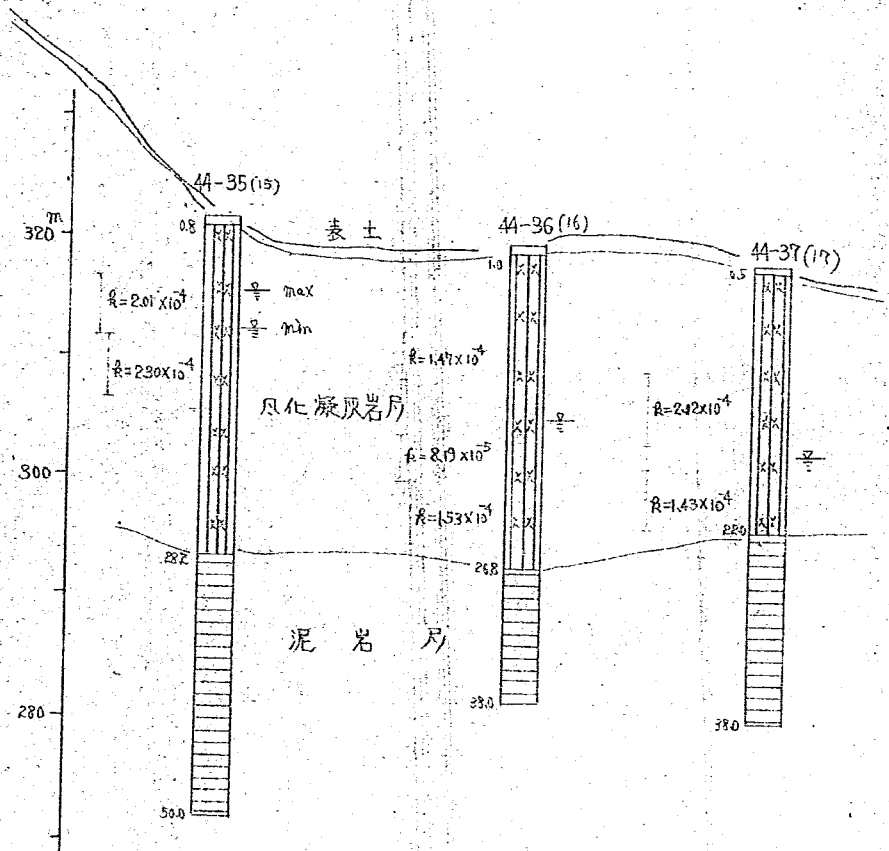


图-2-13

Cl⁻ 地下水追踪 44-34

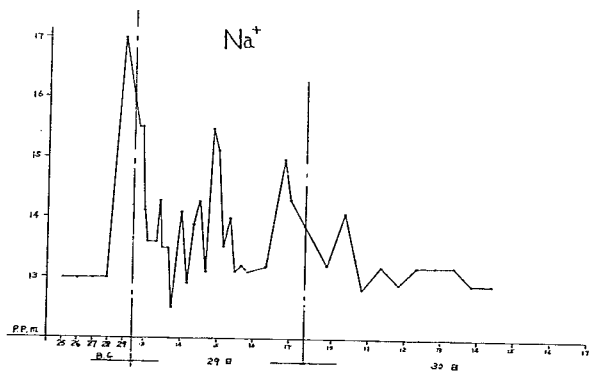
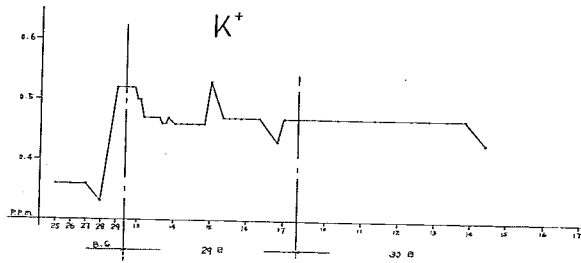
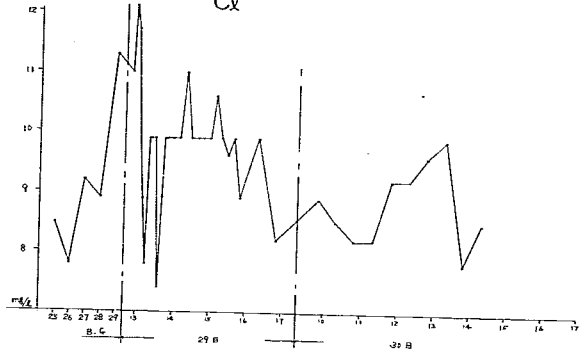


図-2-14 地下水追跡 集水井

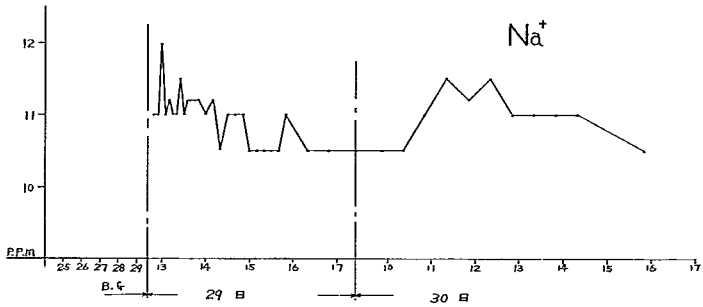
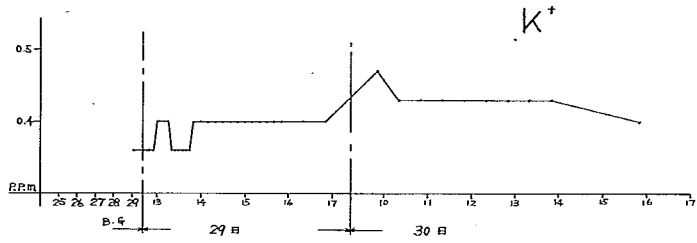
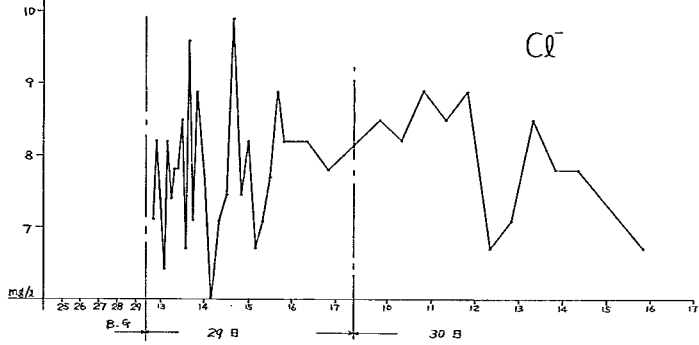


图2-15

地下水追踪 44-35

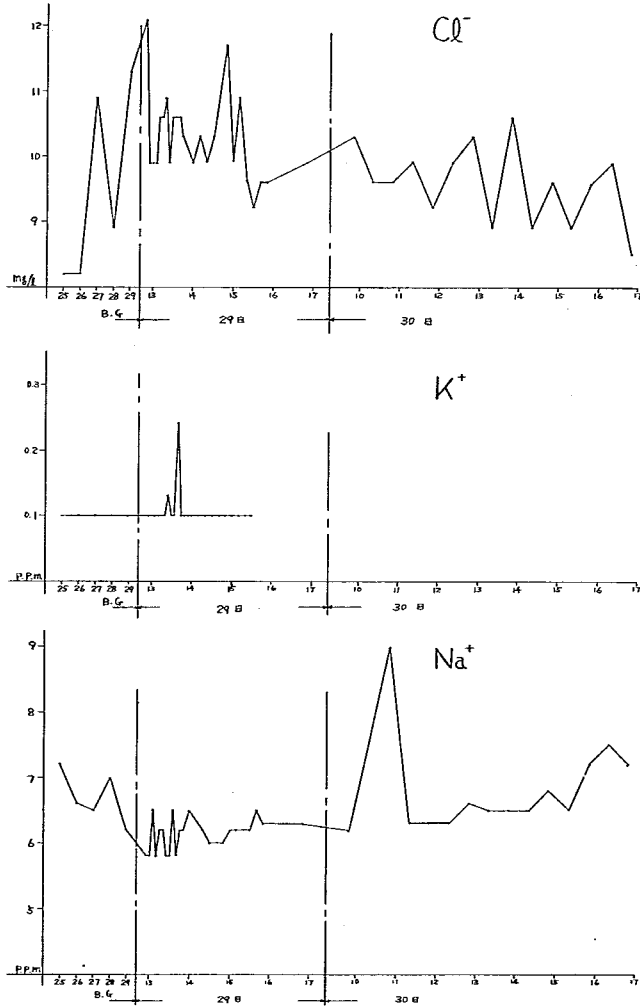


图-2-16

地下水追跡 44-36

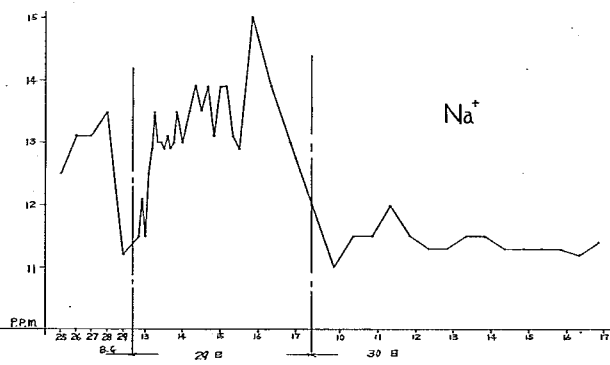
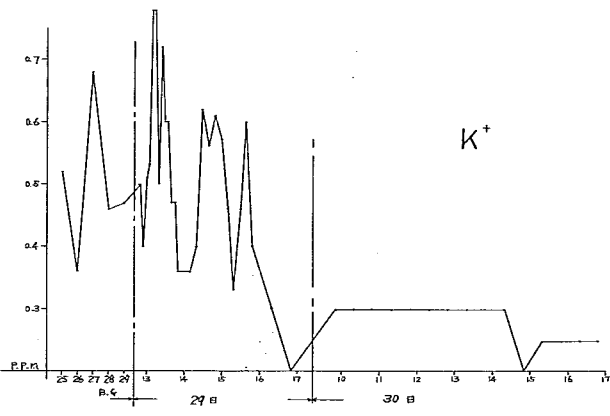
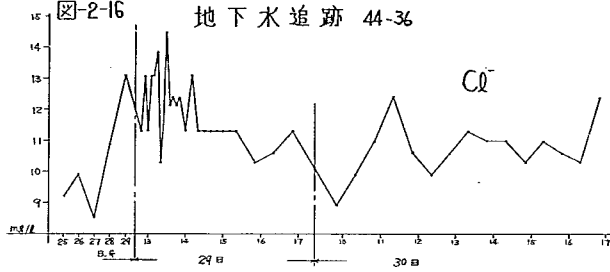


圖-2-17 地下水追跡 60

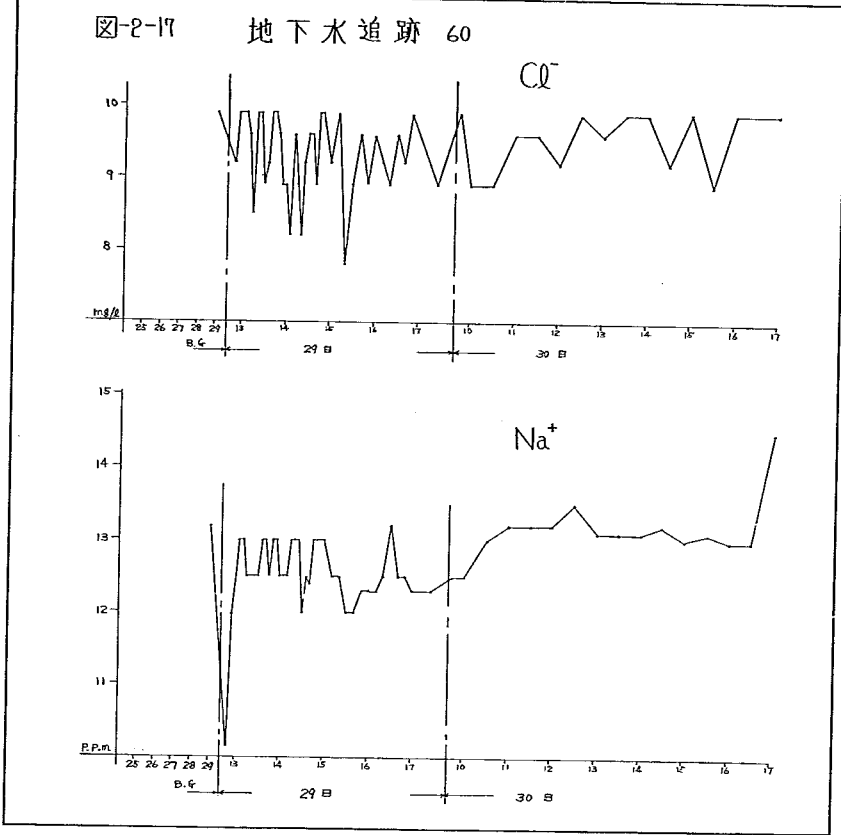
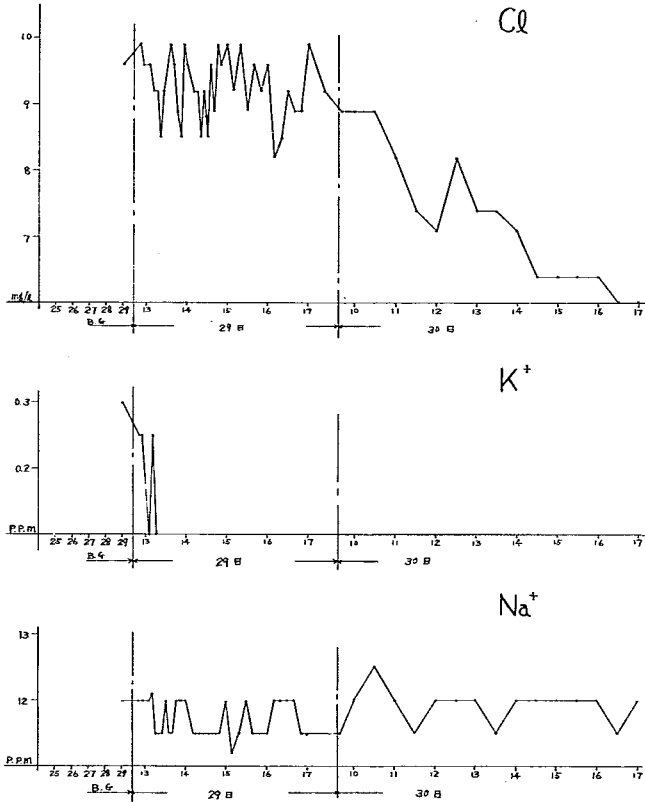
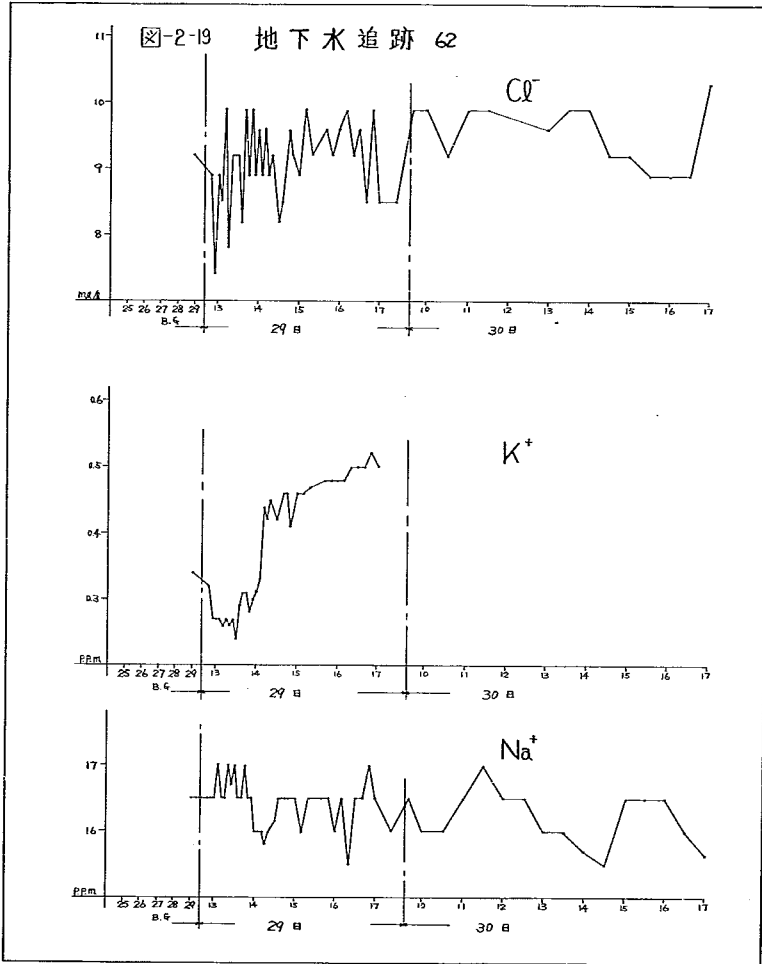


图-2-18 地下水追踪 61

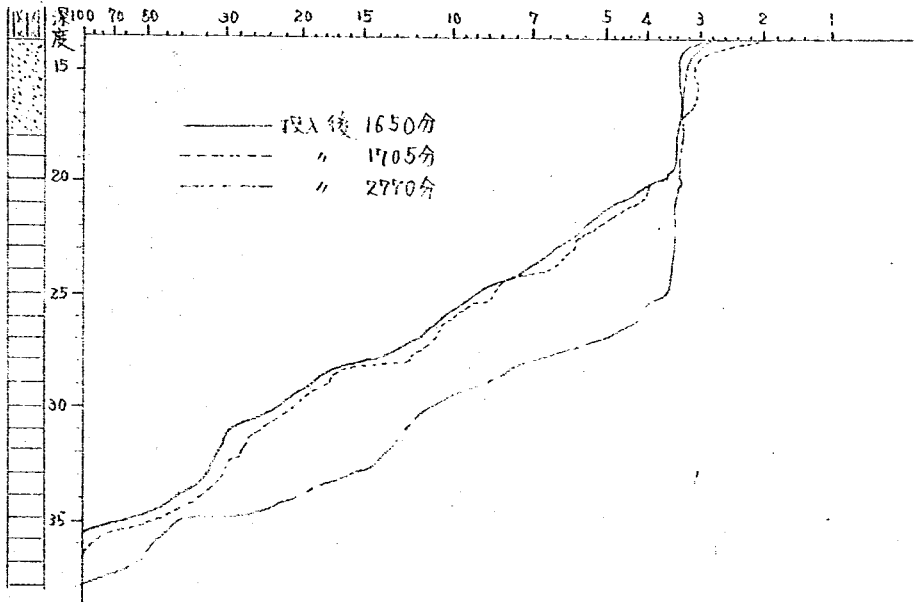




☒-2-20

44-32

$\times 10^3, \mu\text{V}/\text{cm}$



柱状图
比例



頁岩



砂岩

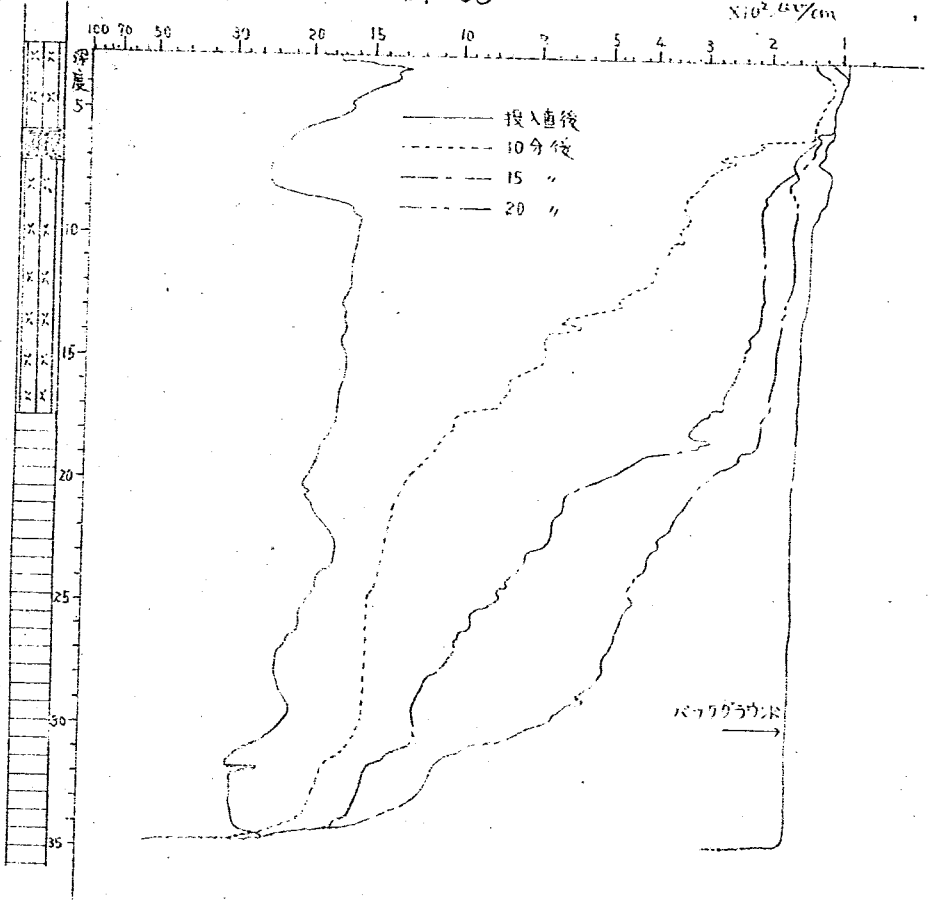


泥岩

☒-2-21

44-33

$\times 10^2 \mu\text{V/cm}$



柱状図例



風化凝灰岩



流岩

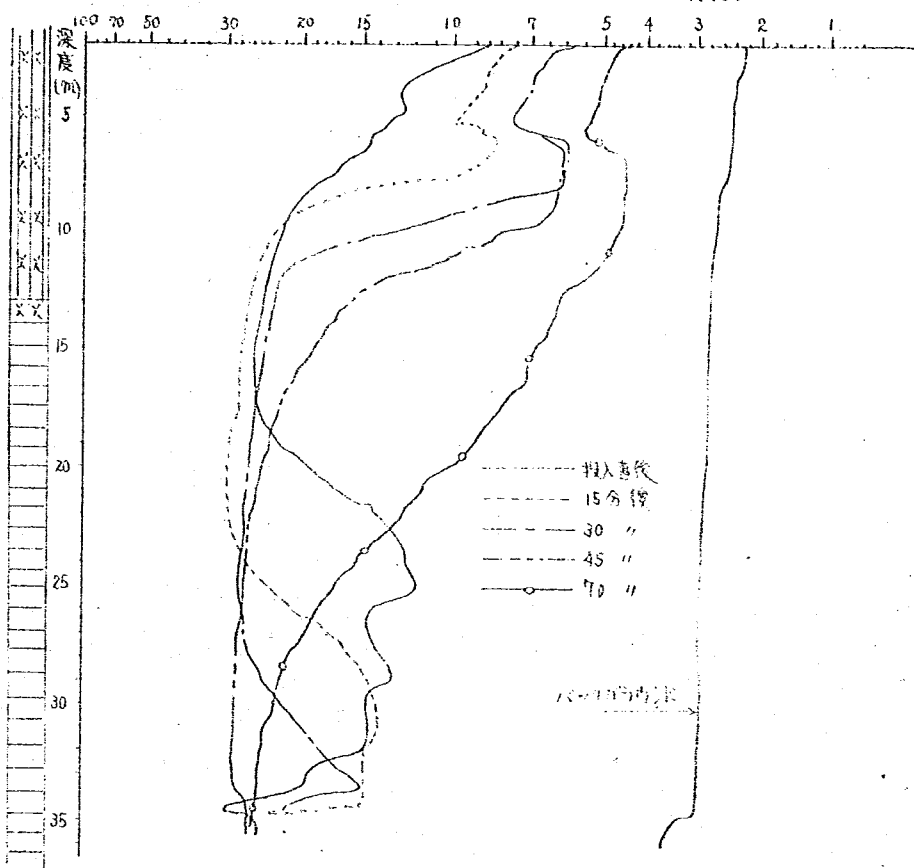





腐植土

☒-2-22

44-34

$\times 10^2 \mu\text{cm}$

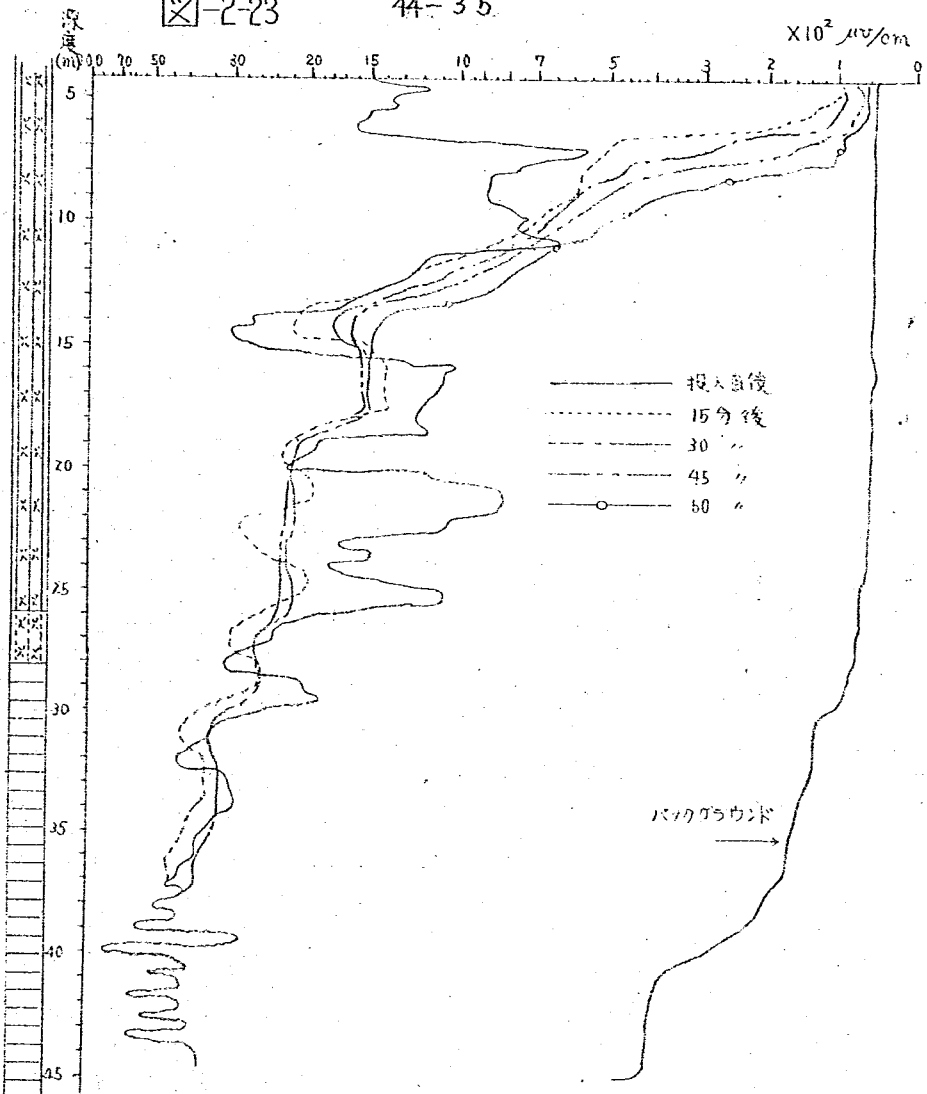





- 柱状图比例
-  风化凝灰岩
 -  凝灰岩
 -  泥岩

☒-2-23

44-35

$\times 10^2 \mu\text{v/cm}$

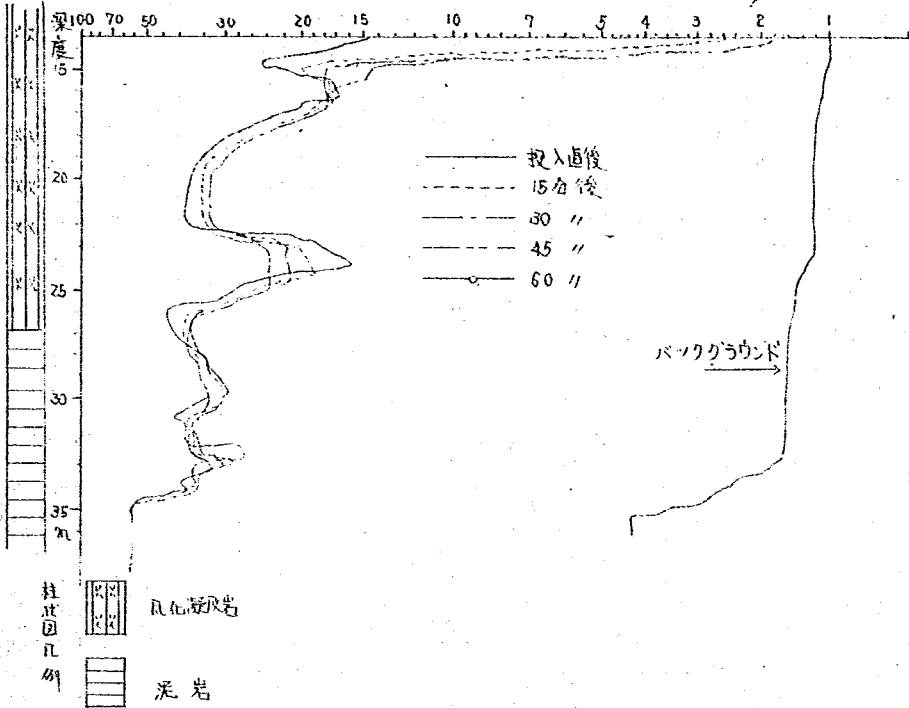


- 柱状圖凡例
-  風化砂岩
 -  砂岩
 -  泥岩

☒-2-24

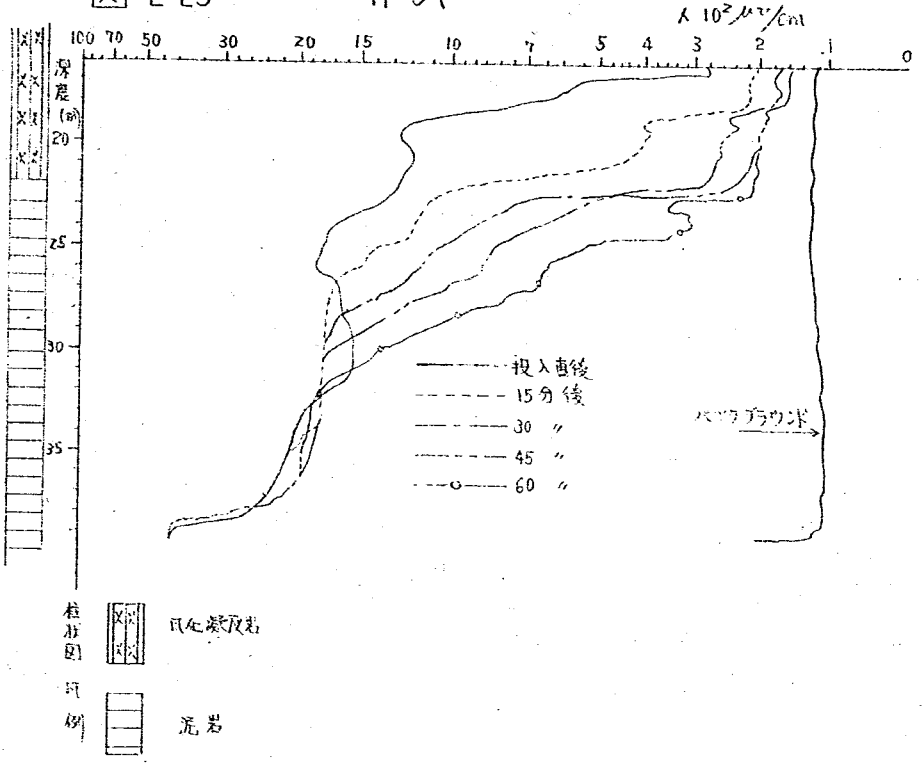
44-36

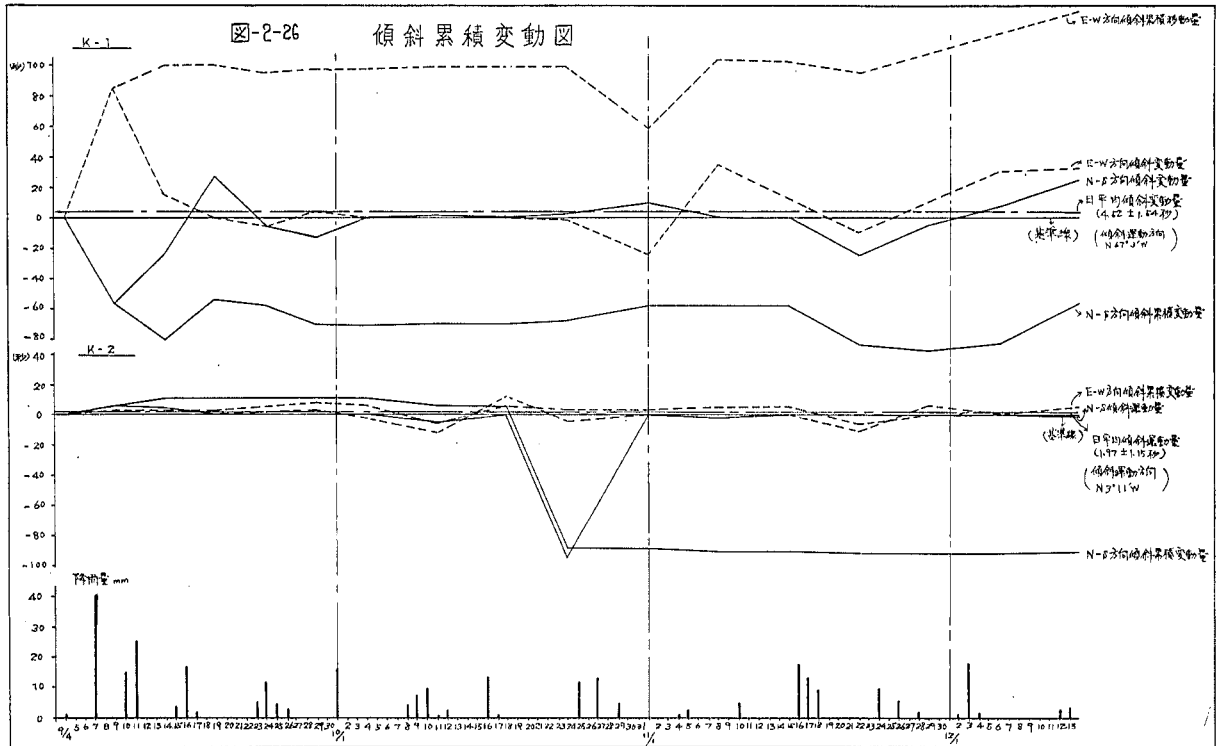
$\times 10^2 \mu\text{V/cm}$



☒-2-25

44-37





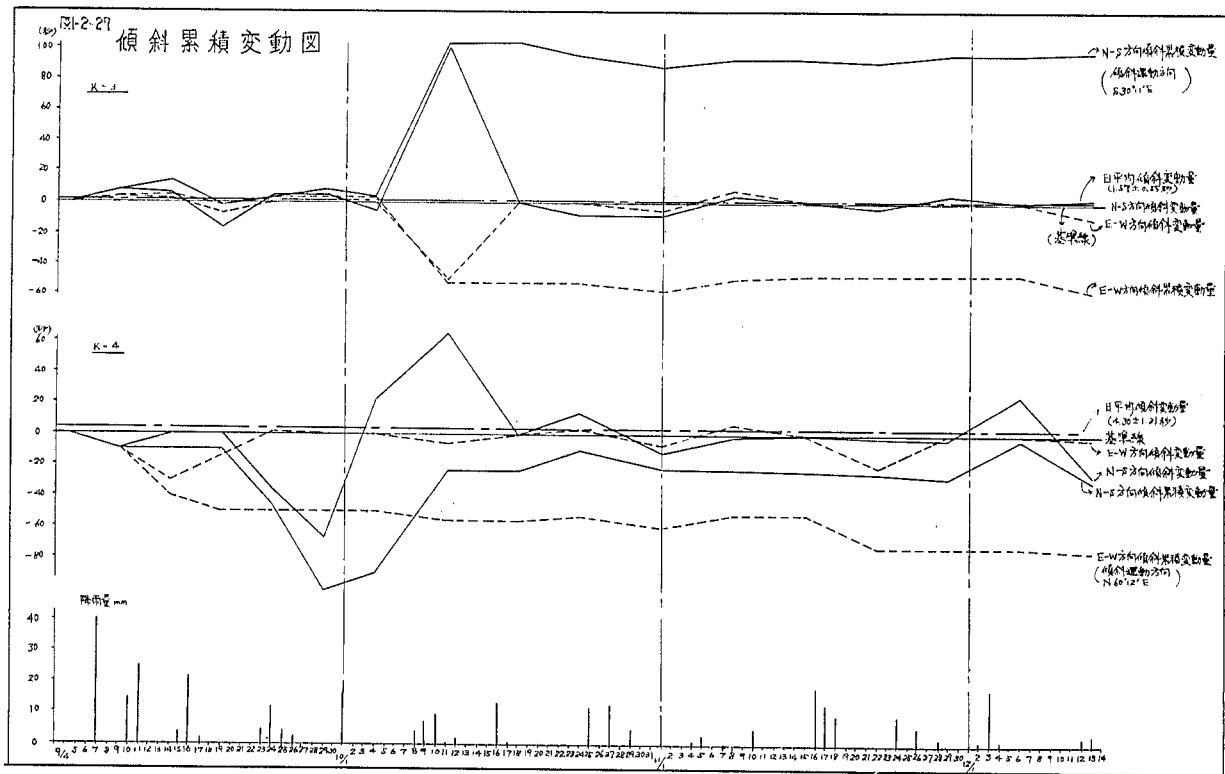
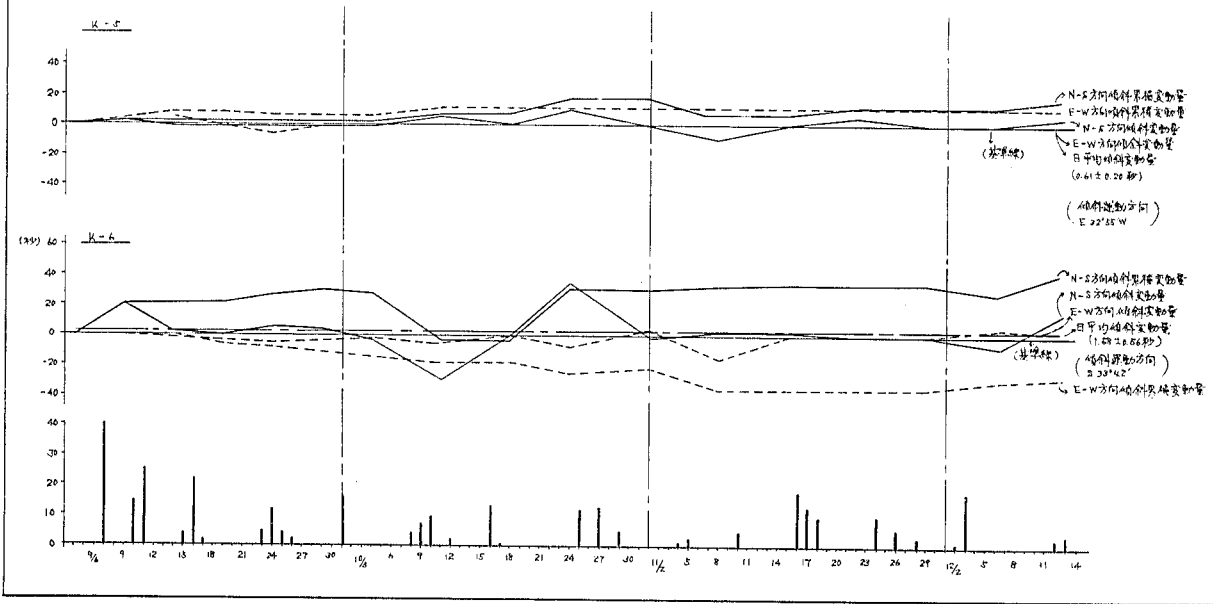
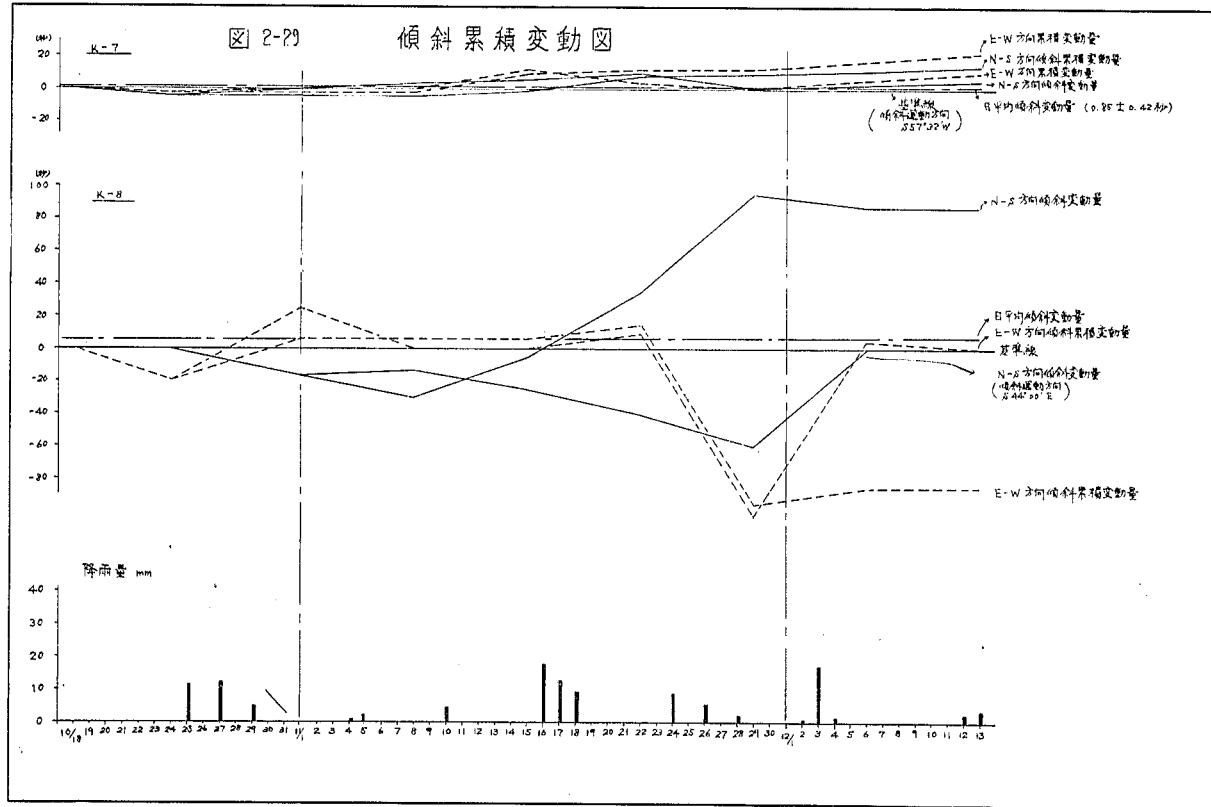


圖 P 28

傾斜累積變動圖



—AD—



傾斜累積變動圖

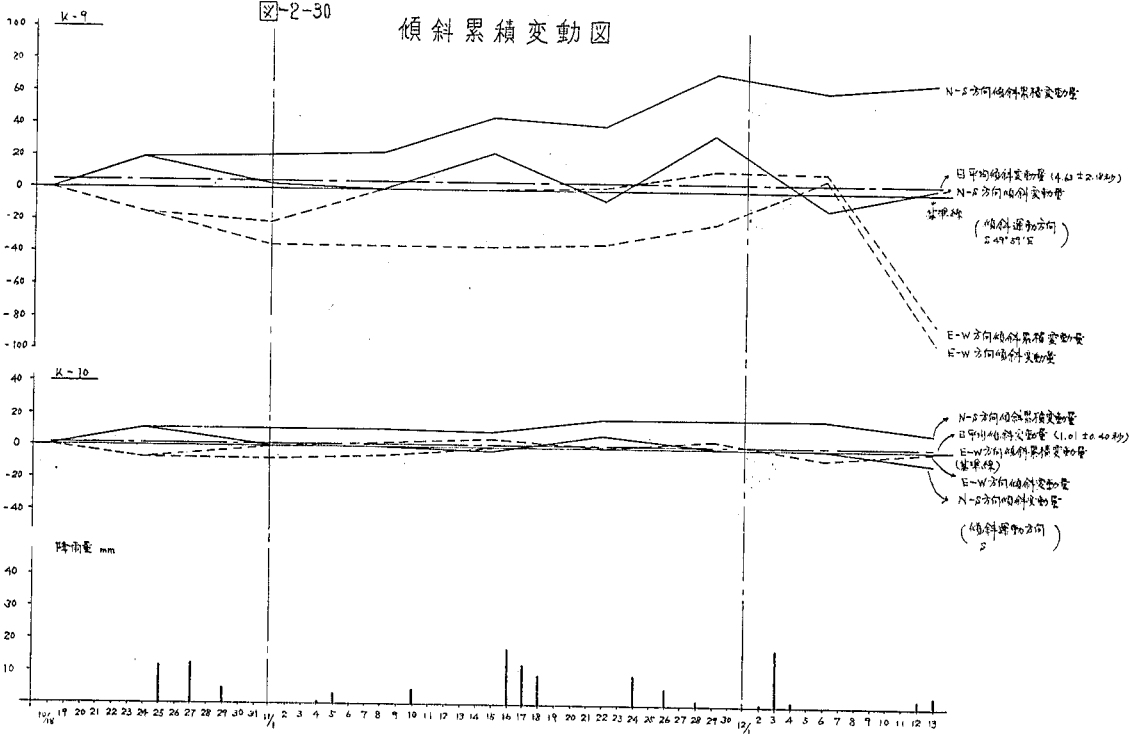
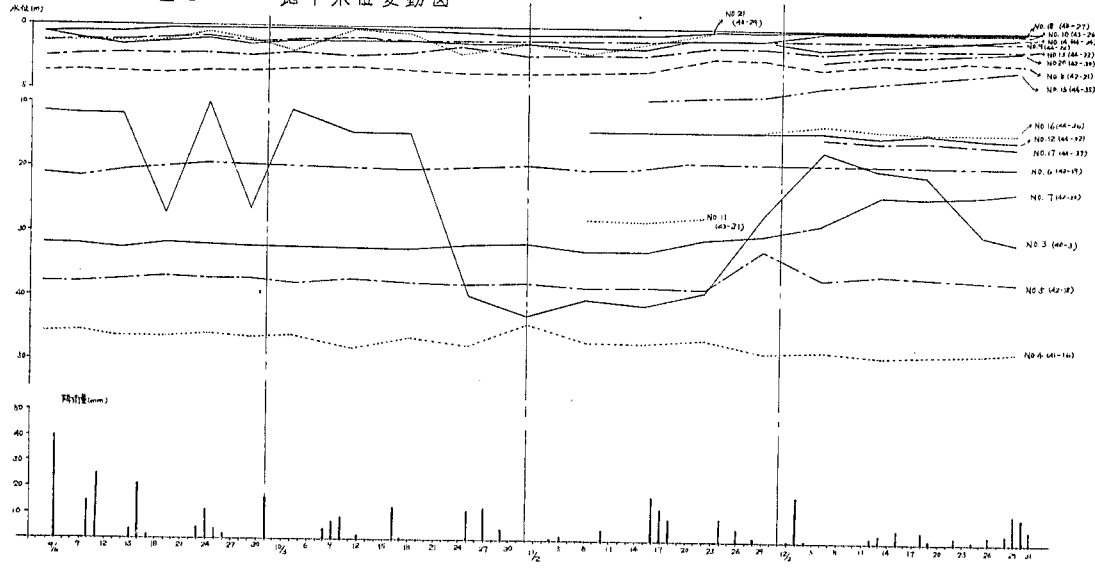


図-2-32 地下水位変動図



3. 地盤構成およびすべり面調査

国見地域を構成する地質は、下部より、先第三系の花崗岩及び、新第三紀黒瀬谷階にあたる泥岩および凝灰岩より構成される。先第三系の花崗岩は露出しているところがみられないが、県境附近に多くの転石がみられるので本地域の基盤として存在するものと推定される。この転石には飛弾変成岩に属する花崗岩や片麻石で縞状のものや巨晶のものが存在する。新第三紀層は下部凝灰岩、下部泥岩、上部凝灰岩、上部泥岩の4層に大別でき、県境に沿って背斜軸が走っており、 $N 60^{\circ}E \sim N 80^{\circ}E$ の走向で南東方向に 10° の勾配でゆるく傾斜している。

下部凝灰岩は淡緑灰色の砂質凝灰岩および転石を含む凝灰岩である。下部泥岩層は暗灰色泥岩と淡灰色の細粒または泥質な凝灰岩と互層をなし、泥岩には多くの亀裂があり、 $1 \sim 5$ cm程の砂岩の薄層を挟む。

上部凝灰岩層は転石凝灰岩及び粗粒凝灰岩で泥質のところもあり非常に風化しやすい。上部泥岩層は暗灰色の泥岩よりなり砂岩、礫岩の薄層をはさみ、亀裂が発達している。

ボーリング調査は昭和40年度より44年度まで図-3-1に示すように、37本行われた。これらのボーリングを通るAからGまでの7断面を図-3-2～図-3-6に示す。これらの断面で地中パイプ歪計の測定によるすべり面の位置を推定して入れてみた。

A-A断面(図-3-2)は、鏡山裾から国見地すべり西部のデルタ状地区を縦断する断面であるが、地表面より大きくみると、表土、泥岩、凝灰岩、泥岩という構成になっている。歪計はこの断面では6カ所入っているが、いずれの歪計も明瞭にすべり面の位置を判定できるものはほとんどなかった。ただ40-3と40-1のボーリング孔で32M、40Mの凝灰岩と泥岩の境界面附近で歪みの累積がみられるので、地質的にみてもすべり面が存在していると考えた。この様に歪みの累積がみられないのは、現在地すべり活動がほとんどみられないか、歪計ゲージの間隔が大きすぎてすべり面での微小な変動をとらえられなかったかのいずれかと考えられる。しかし一応凝灰岩とその下部の泥岩との境界附近に潜在的なすべり面があると推定し、断面にその位置を点線で示した。これによりこの地域の地すべり岩塊はクラックなどでいくつかのブロックに切断されているが、移動土層厚は30～40Mで、すべり面傾斜角 10°

程度のものであることが推定される。

B-B断面(図-3-3)、C-C断面(図-3-4)は、いずれも国見地すべり東部地区を縦断する断面であるが、B-Bは泉谷川のそばを通り、C-Cは中心を通るものである。これらの断面上にあるボーリング孔は少いが、B-B、C-C断面のいずれにおいても表土ないし風化凝灰岩層あるいは崩積土と考えられるものが、18~25M存在し、その下部には比較的固い泥岩層が分布していることがうかがわれる。

この2断面のうち歪計のあるものはC断面の40-2だけであり、この測定結果も十分なものではないが、地下水検層をボーリングをした翌年に行なつたが13M附近でコードが挿入できなくなつたことや、泥岩とその上部の崩積土の固さがかなり違うことから考えて、一応泥岩の表面で土塊がすべると考え、推定すべり面を点線で示した。移動土層厚は20M前後、すべり面傾斜角は9°くらい、すべり土塊はかなり乱され粘土化が進み、地表面の凸凹はかなり激しい。

国見地すべりを横断する方向にE、F、Gの3断面を作ってみた。E-E、F-F断面、図-3-6は隣接断面であるが、これらの図よりみると、国見西部地区はカマボコ型の凸状地形をしており、泥岩、凝灰岩の互層をなし、比較的しっかりした岩より構成されていることが考えられる。推定すべり面をA-A断面と合わせて点線で示した。

国見地すべり東部と西部を境する泉谷川は両サイドの地質にいくらかの地層のくい違いがみられるので、断層が走っていると考えるのが妥当と思われる。東部地区では比較的固い泥岩層の上部に粘性の崩積土がのっており、これを一応地すべり土塊と考へて泥岩との境界面を推定すべり面とし、点線で示した。すべり面は横断方向に水平であり、移動土層厚は15~20M程度である。

G-G断面 図-3-5も西部地区では凝灰岩と泥岩の境界面を、すべり面と考へた。その移動層厚は40M程度である。東部地区は泥岩と崩積土の境界面をすべり面と推定する。すべり面までの深さは27~28Mである。

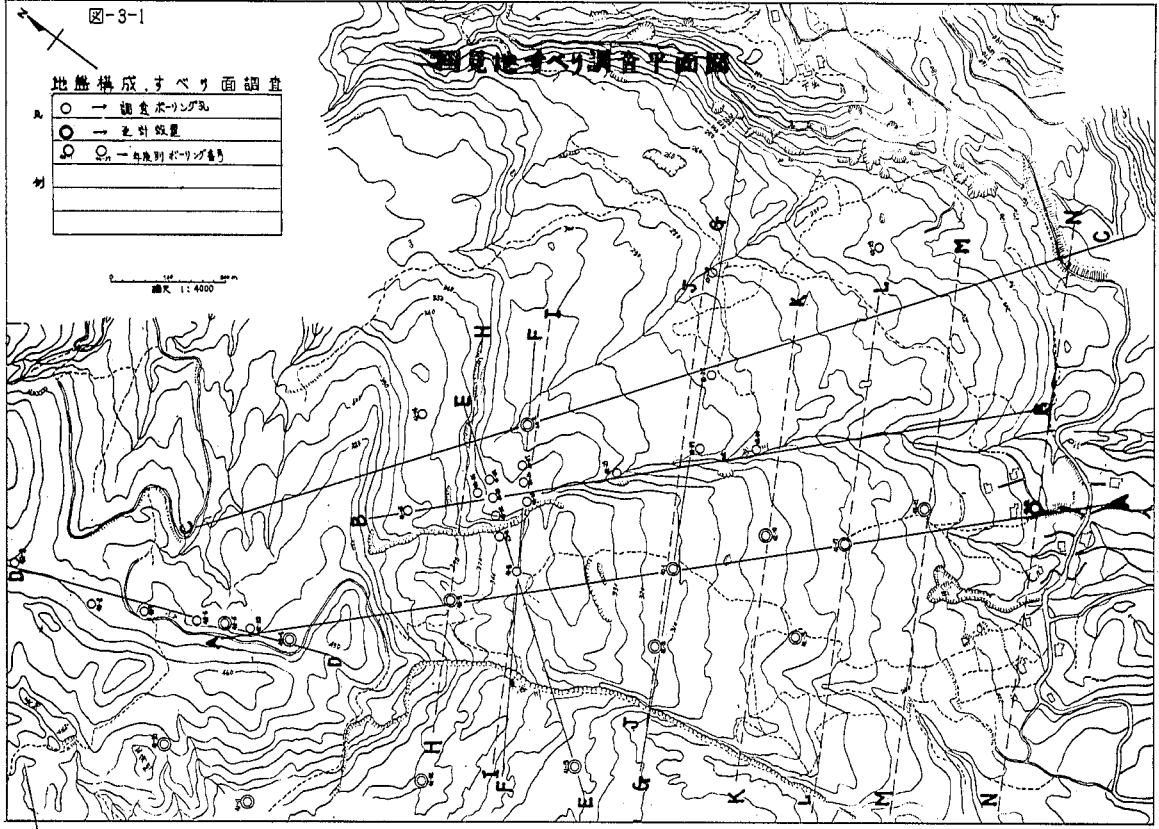
D-D断面は鏡山から国見地すべり頭部を結ぶ断面であるがボーリング深度が浅く、十分な結果が得られなかったが、表土ないし崩積土と考えられる部分が、平均10M以上堆積していると考えられる。

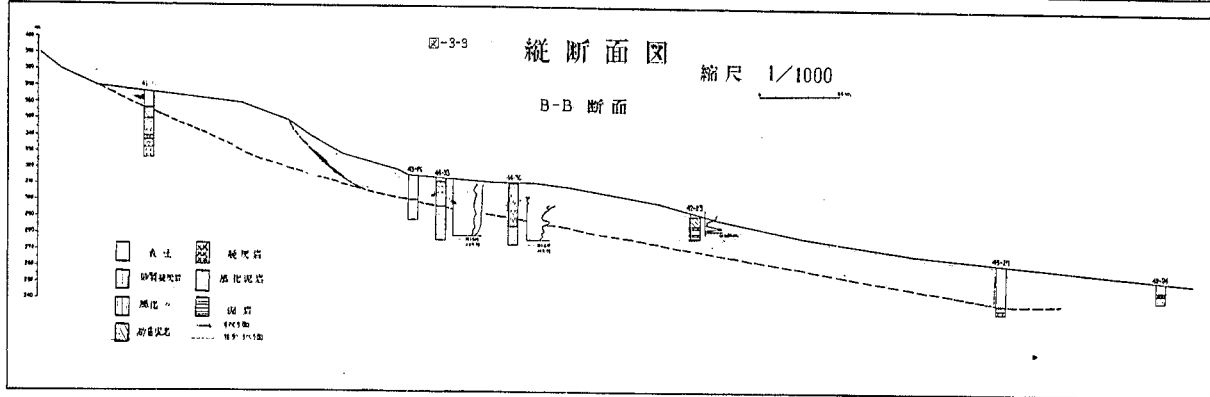
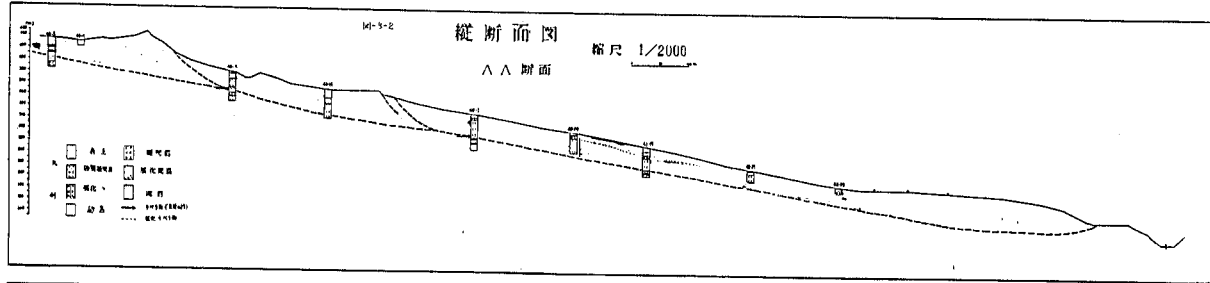
以上のことより国見地すべり西部地区は、凝灰岩と泥岩の境界面附近をすべり面とし、地層の傾斜10°の方向にすべる層すべり型地すべりと考えられる。移動はあまりしておらず、地表面にクラックがあらわれ、岩塊はブロック化する程度のものである。移動層は30~40M程度である。

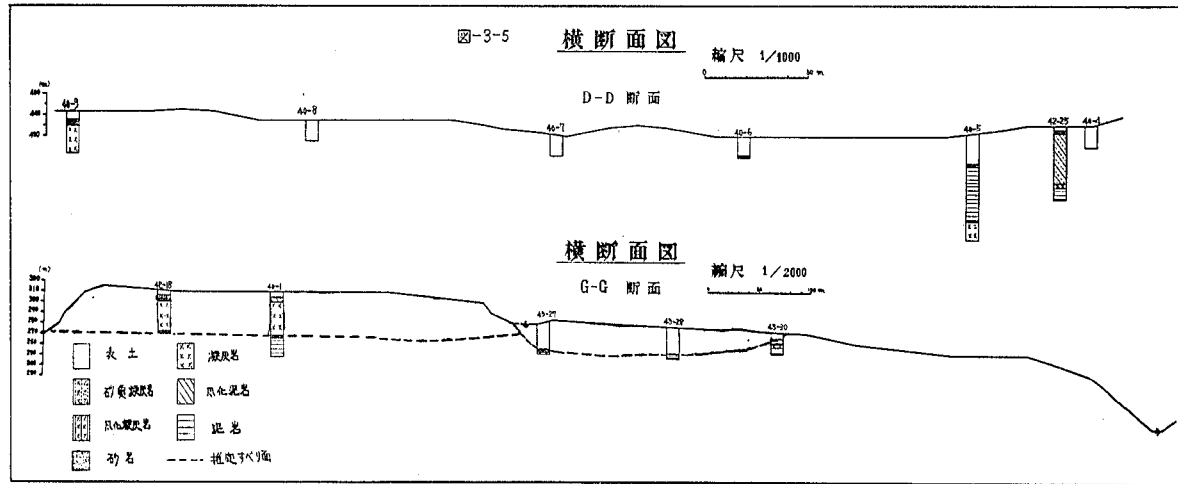
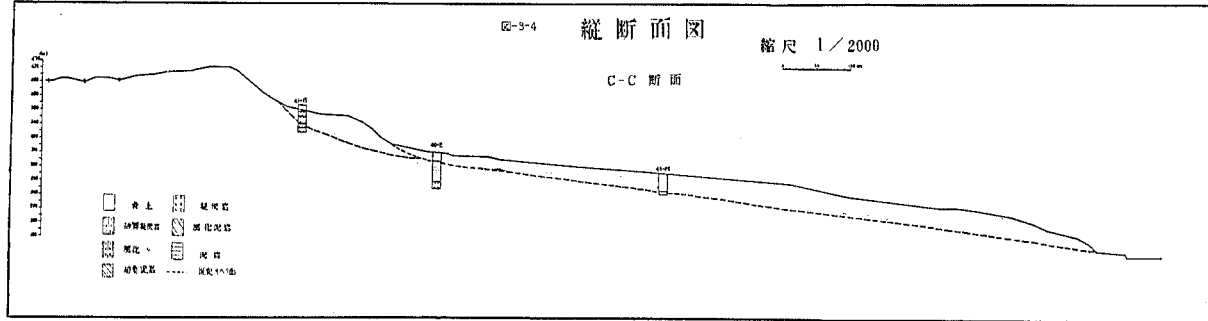
また、泉谷川沿っては小規模の断層が存在すると考えられる。この泉谷川の東部地区の地すべりは、過去にかなりの地すべり運動をした形跡がみられ、走向 $N 60^{\circ} E$ 、傾斜 10° の泥岩層の上面を厚さ $15 \sim 20 M$ 程度の土塊が移動するものと考えられる。

なお、昭和40年度には電気探査、42年度には物理探査が行われている。

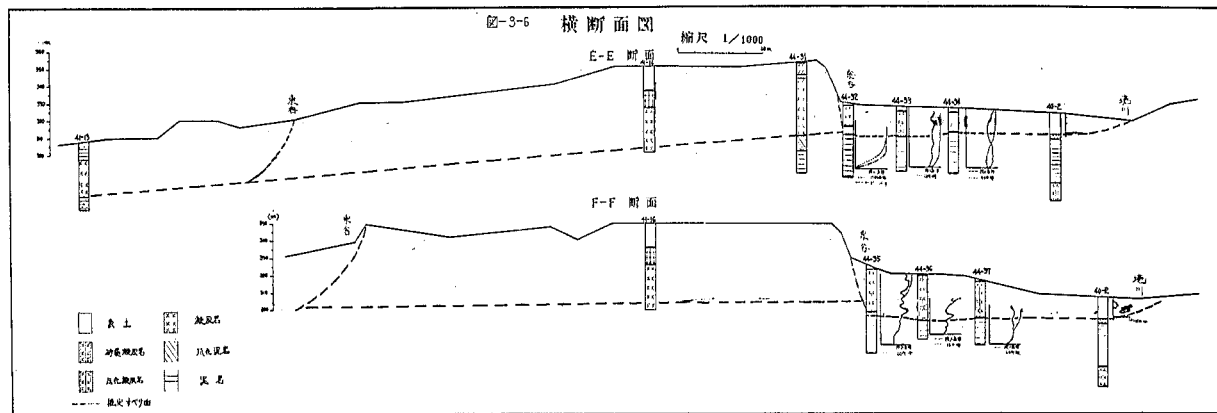
半







—0—



4. 地下水追跡調査

国見地すべりのように大規模の地すべりでは、地下水排除工は、大きな意義を持つが、このような地すべり対策工事を計画する場合、地下水の流動経路を知ることは、地すべりの機構解明する場合と共に是非必要である。

そこで昭和40年度より昭和44年までの5カ年間、地下水追跡調査が重点的に実施され、地下水の流動形態がかなり明瞭に知ることができた。

昭和40年度は、(以下図-4-1を参照)40-8のボーリング孔にフルオレッセンソーダを投入したが、採水点でそれを検出することはできなかった。また同年、40-7ボーリングで硫酸マンガンを投入し、3地点において検出された。昭和41年度には、40-9に重クローム酸カリ、40-7に硫酸マンガンを投入した。40-9ボーリング孔は地下水検層を行った結果、流動層がみられたが、採水地でのクロームの検出はされなかった。流動方向と採水地点と一致しなかったことが考えられる。

40-7に投入したものは前年度と国見地すべり東部地区に $10^0 \sim 10^{-1}$ cm/secのオーダーの速度をもって、3カ所で検出された。

昭和42年度には1カ月間にわたり硫酸マンガンをういて追跡試験を実施した。40年度、41年度と2年間40-7を投入孔として利用したが、この経験を生かし、42年度もこのボーリング孔にマンガンを投入した。採水点の意義づけをするために地形的特徴を考慮し、4ブロックに区分けし採水点を選んだ。Aブロックは鏡山裾沿いから国見地すべり頭部まで、Bブロックは国見地すべり東部地区、Gブロックは国見地すべり西部のデルタ状地区、Dブロックは胡桃地すべり地区である。

この追跡試験の結果140カ所においてマンガンの検出をみた。この結果、図-4-2に示したようにBブロックには $10^0 \sim 10^{-1}$ cm/secのオーダーで流入しているが、A、G、Dブロックには $10^{-2} \sim 10^{-3}$ cm/secの比較的遅い流速で流入する経路が考えられた。

43年度は泉谷川を中心とする地下水の平面的な流動経過と流速を知るため、41-15と斜めボーリング58-Bに塩化カリと硝酸アンモンを投入し、31ヶ所の採水点から K^+ と NO_3^- の検出をみた。41-15に投入した塩化カリは、58-A、61、42-24、66、67、69、43-29などのボーリング孔に 10^{-2} cm/secのオーダーの流速をもって検出される一方、40-2には 10^{-1} cm/secで検出されている。また、

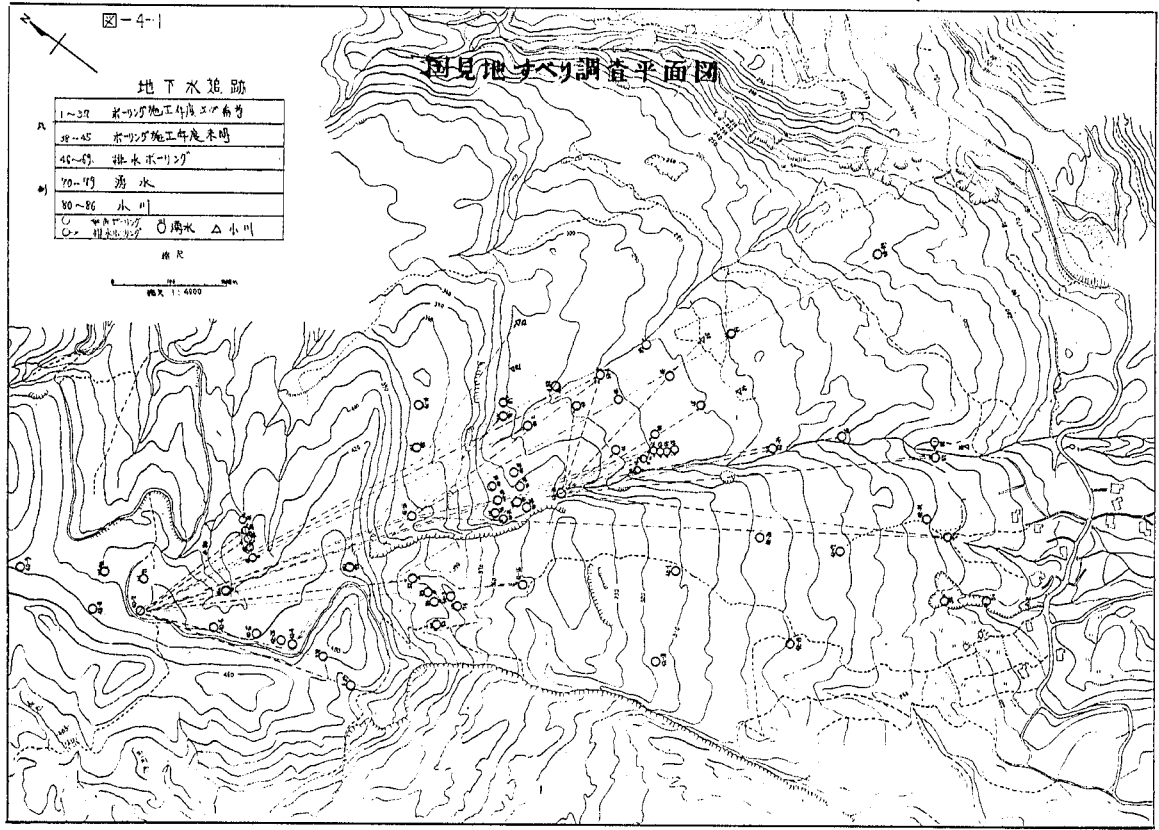
42-23に投入された硝酸アンモンは 10^0 cm/sec のオーダーで40, 43, 45, 85, 42-24, 67, で検出され, 58-A, 59, 43-29, 41, 61, 66, 69では 10^{-2} cm/sec の流速で検出された。

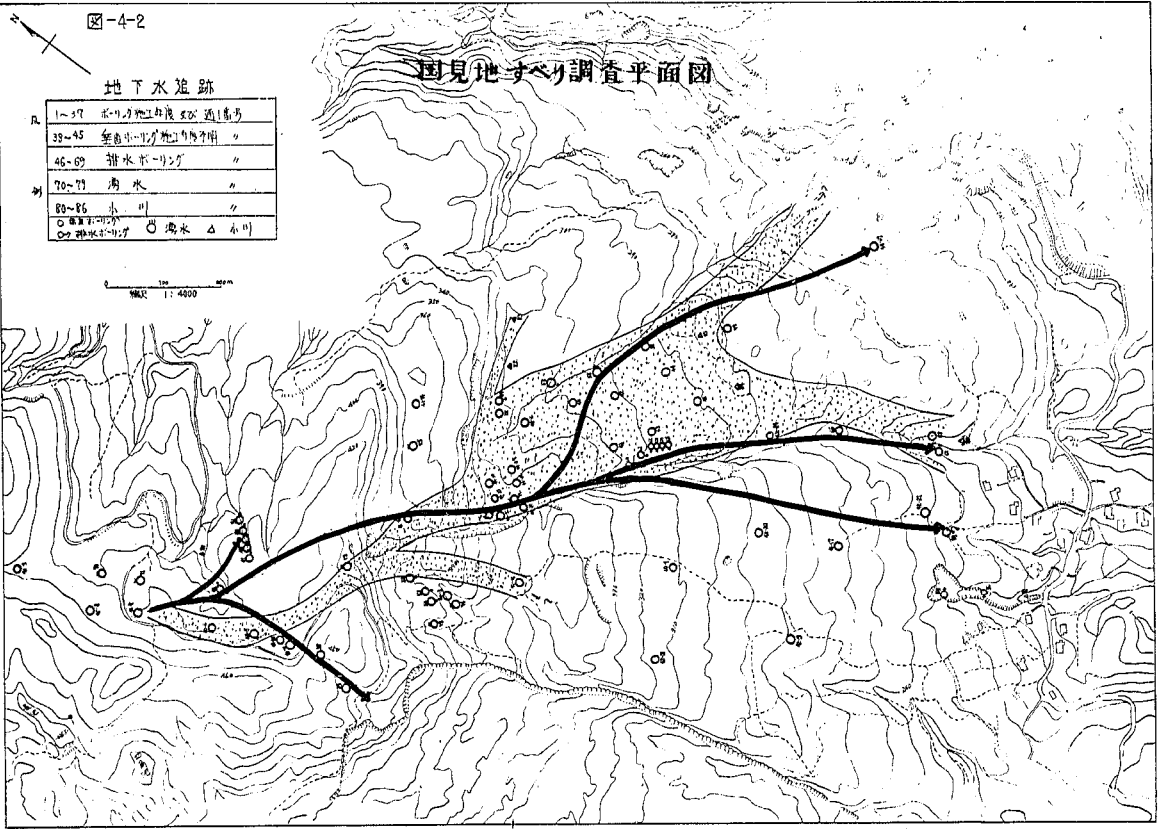
44年度には, 44-32にフルオレッセン, 食塩を投入し44-34, 44-35 44-36で, 測定を行ったが十分な成果を得られなかった。

5年間にわたる地下水追跡調査からわかったことは, (図-4-2参照)

- I. 地下水は2種類に分類できる。それをA, B型地下水とする。
- II. A型地下水は自由水面を持った浅層地下水で, 地表より10M程度の深さの間を流れていると考えられる。流速は $10^0 \sim 10^{-1}$ cm/sec のオーダーである。

A型地下水の分布は図-4-2の点々の部分と考えられる。その経路は鏡山沿いに国見地すべり東部の滑落崖と西部デルタ状地の境界を通り, 国見地すべり東部地区に全体に拡散するものと, 滑落崖よりデルタ状地の中に流入するもの, あと一方は地すべり東部の頭部より境川に沿う滑落崖に向かう三方向の流路が考えられる。
- III. B型地下水は裂力水, あるいは断層などの線構造に支配された脈状水と考えられる。流速は $10^{-2} \sim 10^{-3}$ cm/sec である。流路は図-4-2に示すように太い棒線の経路が考えられる。
- IV. 国見地すべり東部地区の末端部での採水点がないため, どのようなタイプの水が流れているか明言はできないが, この部分でも地すべり中部, 頭部と同じようにAタイプの水が流動していることが考えられる。
- V. 国見地すべり西部のデルタ状地の採水点では, ほとんど全部といっていい程トレーサーを検出できなかった。投入点を通る地下流動経路と全く別の水が流れているか, あるいは流速が非常に遅い水か水位が異状に深い為, 採水が十分にできなかったか, いろいろ原因が考えられるが, 追跡結果だけでは判断に苦む。
- VI. 鏡山裾沿いに胡桃地すべり頭部の地下水は, 供給されている。





5. I 地下水調査

地下水位変動調査は昭和41年度より昭和44年度までの4ケ年間、断続的に行なわれた。41年度には胡桃地すべり頭部、および国見地すべり東部、西部地区で実施された。特に44年度は国見東部、西部の境界部を流れる地下水と地すべり地内の地下水位との相関性をみるための調査を行なった。

これらの調査結果を総合すると、

- I 胡桃地すべり頭部および国見地すべり西部のデルタ状地(図-5の破線の部分)での地下水位は異状なまでに深く、深度20~40M程度のところにある。この中には3つのタイプが考えられる。1つは降雨後すぐに水位の急上昇するもの(40-3)があるが、これはボーリング孔内に地下水が比較的浅い部分から落下し、孔中を水で満たすことが考えられる。水位変化は最高最低の差が20~30Mもある。
2番目のものとしては降雨後やや遅れて水位の上昇するもの(41-12)、(42-18)で水位変化は3~5M程度である。
タイプ3としては降雨との相関性をはっきりと認められないが、水位変化が著しく大きく10~20M程度もあるもの(41-11, 42-20, 42-19)である。このような異常な地下水の存在は国見地すべりのようないわゆる層すべりと言われる地すべりの発生を解く鍵を含んでいるかもしれない。
- II 国見地すべり頭部、鏡山斜面の変曲点にあたる旧滑落崖付近(図-5の点々の部分)の地下水は地表より1~5M程度の浅いところにあり、降雨による影響はほとんどみられず一定水位を保っている。中には地表面にあふれだしていると思われるものもある。湿地などもみられ地下水は豊富である。
- III 国見地すべり東部地区の地下水変化をみると、地表面より1~2M程度に地下水面を持ち、降雨によってもあまり水位変化はみられず、あっても1Mに満たない。
- IV 泉谷川にそったボーリング孔を見ると(図-5斜線部分)地下水位は地表より4~5M程度のところにある、降雨との相関性をもつ水位変化を示す。変化量は、1~2M程度である。泉谷川に沿う線構造に関係することが推定される。

Ⅱ 地下水垂直検層

この調査は昭和40年度に4孔、42年度に8孔、43年度に10孔、44年度に6孔実施した。(図-5-1)

地下水垂直検層の原理は、ボーリング孔内に食塩等の電解物質水溶液を投入させ、孔内水の電気抵抗を自然状態の時の $\frac{1}{5} \sim \frac{1}{10}$ 程度に下げおくと、孔内の流動面から流入する比抵抗の高い地下水により希釈置換され、流動面附近の水が著しく変化する。これをあらかじめボーリング孔内に挿入した電極を通じて比抵抗の時間的変化を測定し、その結果から時間変化曲線を作成し、流動面を推定するものである。

ところが年と共に測定器が改良され、測定内容も容易になってきた。昭和40年度に行なったものは、検層器も開発されたばかりだったためか、十分な成果を得ることができなかった。

昭和42年度以後はピックアップの多電極のものと単電極のものの二種を併用して行った。前者の長所は、孔内水の流動を少しも乱すことなく測定できるが、短所は多電極のため各電極特性が異なるし、多芯コードを使用するため必然的にピックアップの重量が大きくなることである。単電極のものは電極特性を考慮することがなく、コードも軽量で、従って深度の大きなボーリング孔にも使用でき、自記記録も可能になっているが、ピックアップの昇降があるため孔内水の流動面を多少乱すことや、ストレーナーつき塩ビ管のジョイント等にひっかかり易いことがある。

42年度以後の結果をまとめると国見地すべり及び附近の地下水垂直流動の一般的な特徴は次の様である。

① 礫山の斜面の変曲点にあたる旧滑落崖附近における地下水の流動は、隙縫り崩積土層の部分や風化凝灰岩や風化泥岩の部分を通れるものが多い。流動の特徴として、地下水は非常に浅く、流動面は地下水面から10～11Mの深さまでで、その間を全域的に流動する傾向がある。流動する速度は抵抗変化が大いことから考えて速いものと推定される。この地域のボーリング孔は比較的浅いものが多いが、40-5、42-25のように深いボーリングでも深度の浅い部分でしか流動面は検出されないで、地表面に近い部分しか流動していないものと推定される。

② 国見地すべり西部地区(デルタ状地域)では、全般的に地下水位が異常に低いため

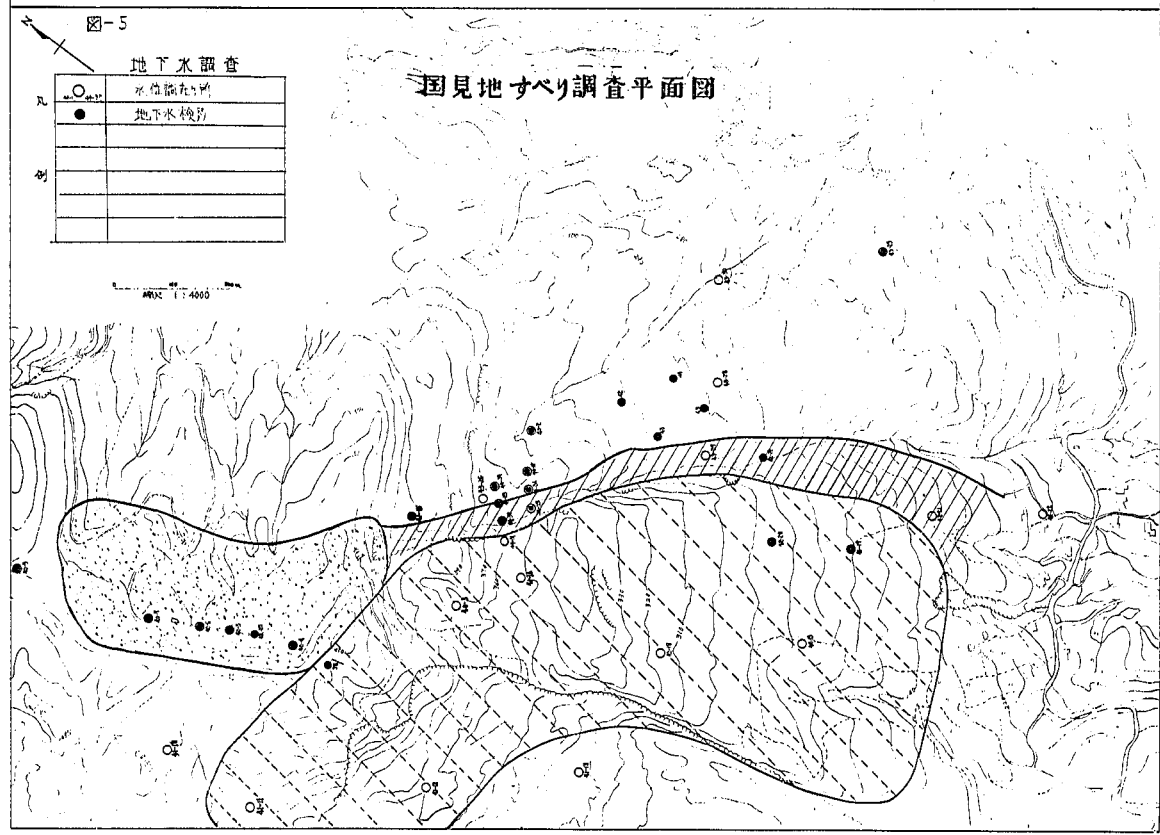
- 42-20, 41-17の2孔しか検層は行なわれなかった。その結果より判定すると、42-20の場合、水面附近の1M程度のところでかなり速い水が、岩の亀裂を通して流動している。このようなことから、この地域での地下水流動の特徴は、亀裂を通るような水の流れがみられるだけで、幅の広い流動層は考えられない。
- ③ 国見地すべり東部地区では、地下水位は非常に浅く、流動面は地表より深度14～15M附近の間を全層的に流動する。流動は基岩上部の地すべり移動土層内で起こっていると考えられるが、その流動速度は非常に大きく、食塩投入後1時間程度でバックグラウンドの値に近づく程である。
- ④ 泉谷川から国見地すべりデルタ地域に向かって斜掘された42-24ボーリングでは深度1～4Mと7～9Mの部分に顕著に流動面がみられるが、これは泉谷川の伏流水と国見地すべり東部と西部の境界面を通る破碎岩内部の流動面を検出したものと思われる。このようなタイプは泉谷川に沿った線に分布すると推定される。

図-5

地下水調査

○	水質調査所
●	地下水検井

国見地すべり調査平面図



6. 水 質 調 査

この調査は昭和40年度と42年度にわたって行なつた。これらの採水点の位置図と分類された水の分布図を図-6-2に示した。分類の根拠にしたものは、図-6-1に示すような鍵座標に、分析結果から計算された値をプロットしたものによつた。これにより5種類に区分し図-6-2に水の種類を示してみた。鍵座標で①に位置する水は、重碳酸カルシウムや重碳酸マグネシウムを主成分とする水であるが、普通の地下水はこの領囲にはいるものとされている。この種類の分布する所は鏡山の低湿地から国見地すべり頭部にかけて分布し、さらに国見地すべり東部地区から泉谷川に沿つた部分と西部地区の末端にみられる。

①の領域に属する水は硫酸塩、塩化物を主成分とするものであり温泉水や化石水、深層地下水などといわれる。その分布をみると、四角池から $N 60^{\circ} E$ の方向に、さらには鏡山裾野から国見地すべり頭部、泉谷川沿い、国見地すべりの末端に見出せる。

②の領囲の水は、塩化土類、硫酸土類を主成分とする水であるが、温泉水、鉱泉、化石水などが、この型にはいり、特殊な水と考えられている。その水のみられる所は、鏡山ふもと、泉谷川の62、63の斜ボーリング、境川に沿つた地域でみられる。

③の領囲に属する水は、国見地すべりデルタ状地内にのみ、みられる(42-18, 41-17)。その他、鍵座標によると40-1も③の領囲に属していると考えても良いものである。この種の水は重碳酸ナトリウムや重碳酸カルシウムを主成分とする水で、地表から比較的深い水と考えられ、被圧地下水などもこれに属するといわれる。③タイプの水が国見地すべりデルタ状地内部にだけみられることは、非常に興味があることである。

④の領囲に属する水は、①と③の中間的性質を持つもので普通の自由水、河川水がこれにはいるが、その分布をみても①と③の分布する領囲の重なり合つているところにみられる。特に長池から四角池の周辺や、国見地すべり東部地区に多くみられる。

☒ - 6. - 1

keydiagramによる分類

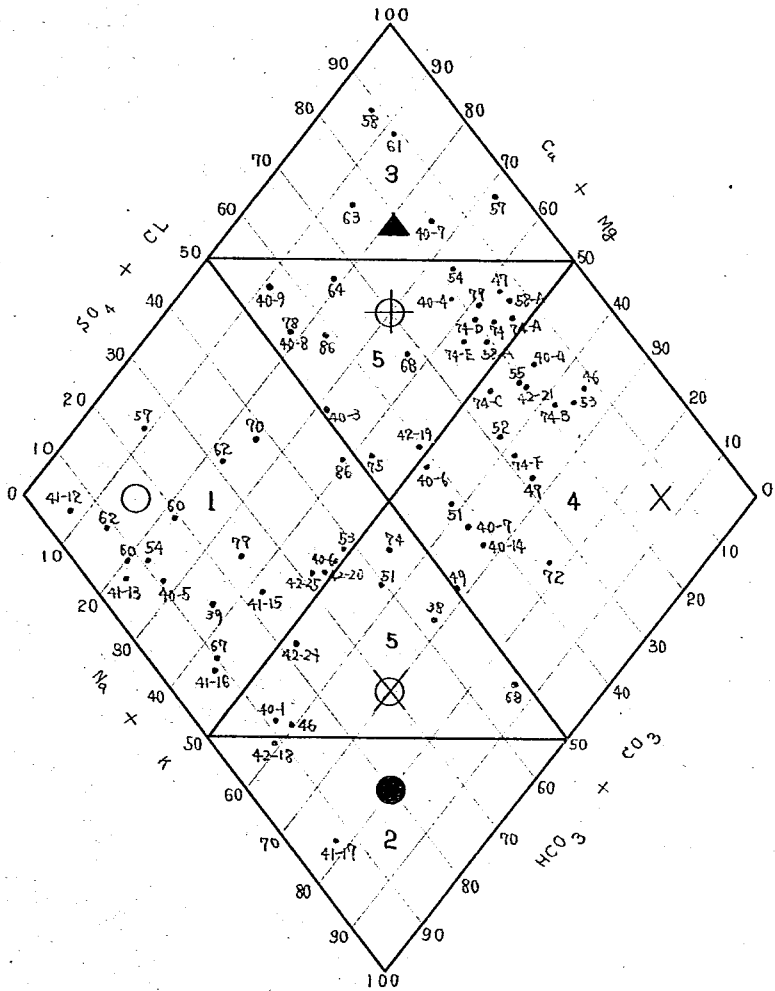
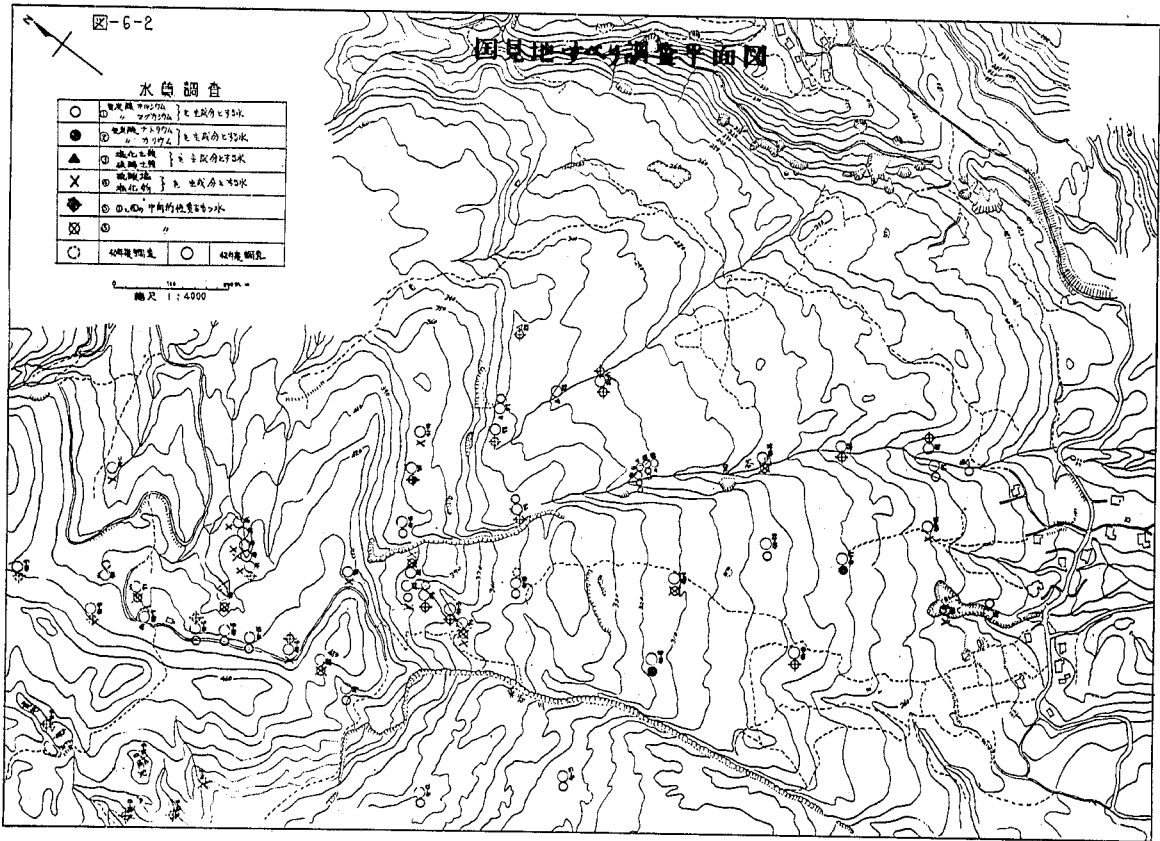


图-6-2



7. 地盤変動調査

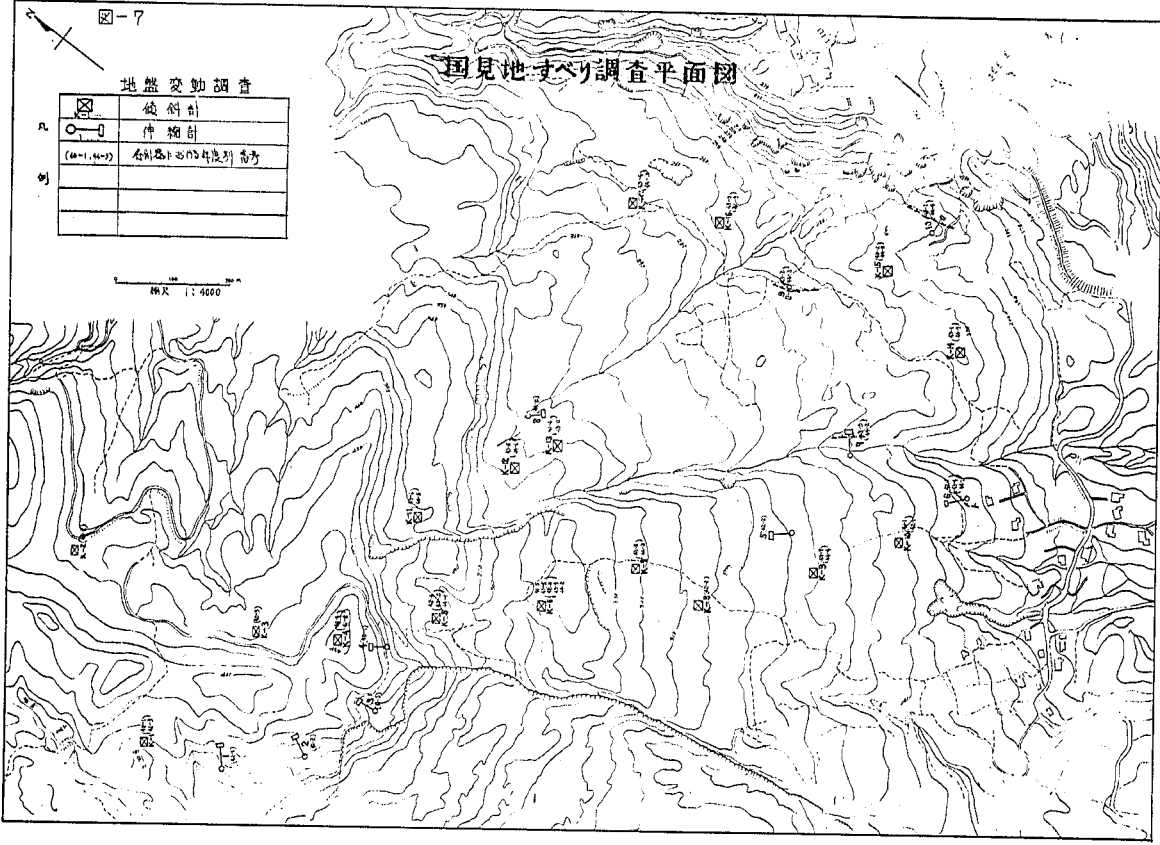
伸縮計による地表歪の測定は 41 年より 44 年まで行なわれた (図-7)。41 年の 3 台の伸縮計は 3 ケ年間にわたって測定されたが、軽微の変化を示すにすぎなかった。42 年度の 2 台の伸縮計測定結果をみると、41-1 が 1 ケ月平均 5~6mm の伸びを示すが、41-2 はほとんど変化はみられなかった。

43 年度には東部地区に発生したとみられる亀裂 3 ケ所および西部地区の国見部落直上の亀裂 1 ケ所に対し、それぞれ亀裂をはさんで伸縮計を 3 ケ月間 (10 月中旬より) 設置したがほとんど変動がみられず、ただ 43-3 で 10 日で 1mm 程度の変化がみられた。

44 年度には 4 台の伸縮計を 10 月から 12 月にかけて測定したがほとんど変化がみられなかった。

傾斜変動をみると、43 年度において国見地すべり東部地区の地すべり末端に設置した傾斜計 K-14, K-16 (43-1, 43-3) は累積変動量が徐々に大きくなって行く傾向がみられたが、44 年度には K-16, K-15 (44-9, 44-8) がやや累積的に傾斜する傾向を示した。

以上のように観測期間が短かかったり、秋から冬にかけて雨量が少ない時期にぶつかっていたためか、はっきりと活動している確証をとらえることができなかった。しかし東部地区で 43 年度の春に数条の亀裂が発見されたことからして現在この地域では活動していないと断言できない。ただ西部地区は、現在の様子や観測結果から判断するとあまり活動していないように推測される。



8. 自然放射能調査

この調査は昭和40年度より43年度まで4ヶ年間に23測線にわたって実施された。測定方法は通常行なわれている方法に従ったが、測線が長いので測定間隔は最初2.5Mで測定していたが、これを4M間隔にしても測定値の分布傾向はほとんど変わらないことがわかったので作業能率向上の為4M間隔とし、時定数は5secで、5回測定して平均値をとった。総測定数は4年間に3200回弱にもなった。

ところで自然放射能測定の場合、この地点が高放射能地点であるか、あるいは低放射能地点であるのか判定する必要が生じてくる。通常調査地以外においてバックグラウンドを採るようにしている。しかし、本来は自然放射能探査の解析基準として、陸地のラドンに影響されない主として宇宙線のみによる自然線量すなわちゼロ・バックグラウンドを用いるべきだとされているが、地すべり地ではゼロ・バックグラウンドはとれないのが普通である。ところが地すべり地における自然放射能探査は地すべり地内外の地殻の弱線ともいえる断層、破碎帯、亀裂の介在位置および地すべり境界等の推定のためであるからその地域、したがって測線上の自然放射能の相対的な高低を知れば良いことになる。また地表面上の自然放射能強度は、地殻内が地形上にかなりの変化がない限り、普通大きな変動は認められず、降雨等による含水比の変化か、または気象条件による宇宙線の変化がわずかにあると考えられるが、ある調査地点での測定地はほとんど同じであると考慮される。そこで、放射能の高低を判定する基準を求めるために、4年間に実施した測点の放射能強度がどのようにになっているか3200弱の測点の強度の度数分布図を図-8-2に示し、計算結果を表-8-2に示した。これによるとその分布は正規分布に近いことがわかる。平均値は、 1.59×10^{-2} mr/hとなり標準偏差 σ は $\sigma = 0.3$ mr/h となった。そこである強度をもった放射能がこの地域でどのくらいの確率でもって、測定されるかによって5階級に区分けしてみた。

(表-8-1)

区分	放射能強度 mr/h	確率	備考
非常に高い	1.9×10^{-2}	0.16	$\bar{x} + 6$
高い	1.9×10^{-2} より 1.7×10^{-2} 以上	0.20	$\bar{x} + 0.386$
普通	1.7×10^{-2} より 1.5×10^{-2} 以上	0.28	
低い	1.5×10^{-2} より 1.3×10^{-2} 以上	0.20	$\bar{x} - 0.386$
非常に低い	1.3×10^{-2} より小	0.16	$\bar{x} - 6$

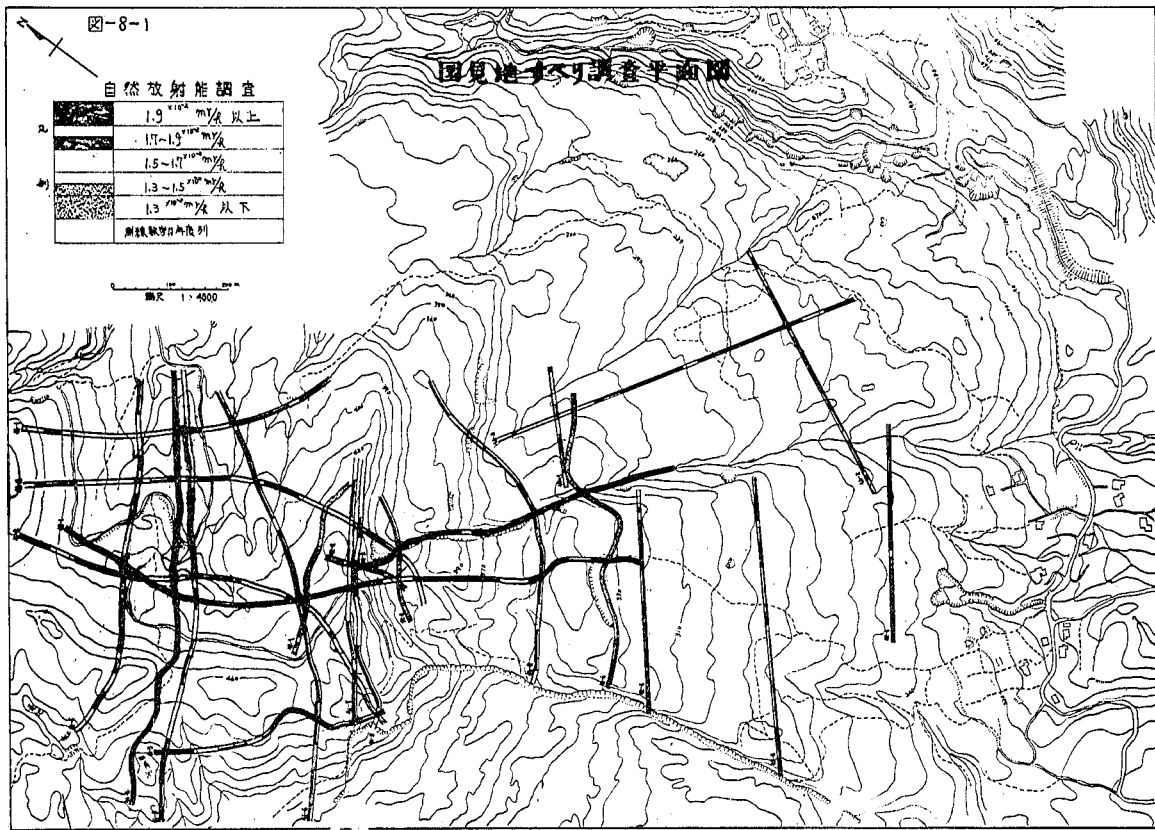
このような判定基準をもとに調査地での結果を示したのが図-8-1である。これによると、

I) 国見、胡桃地すべり頭部においては、鏡山両裾に非常に高い地帯がNW-SE方向に二筋連らなっていることがわかる。また四角池からSW-NE方向に高放射能帯が続いている。特に四角池周辺および鏡山を越えた地域は高い。また鏡山裾から国見地すべり頭部にかけて、SW-NE方向に非常に低い放射能地帯が連らなっている。一般に放射能調査によると、地殻に断層および亀裂等が介在する部分では他の部分より間隙が大であるからガス状のラドン、トロンが地表に散逸しやすく、またあるものは途中で定着したりするが、 r 線に対する線吸収係数が小さいので全体として放射能強度は高くなると言われている。したがってこの地域の高放射能帯は、空中写真により推定される断層群の方向、位置などと一致していることから考えてみても断層弱線の存在するためと推測される。また国見地すべり頭部は、低放射能地帯となっているが、地下水が豊富で湿地などになっているため、これらの水を保水するための緻密な土粒子からなる不透水層が地中に存在し、地下より散逸する放射性ガスを遮蔽し、また r 線などの放射線を吸収するためと推定される。

II) 国見地すべり地内では東部地区と西部地区との境になる泉谷川沿いは非常に高い放射能帯になっており、東部地区の頭部滑落崖附近も非常に高い値を示していることは大変興味のあるところである。

III) 国見地すべり東部地区はほとんど低放射能地帯になっているが、この地域は地すべり運動により土塊が乱され粘土化が進み、また湿地が存在するなど、地下水が豊富であるためこのような低放射能帯となっていると考えられる。

IV) 国見地すべり西部のデルタ状地帯では全般的に低放射能帯となっているが、地すべり移動量が小さかったためか、緻密な岩におさえられて放射能の放出が阻止され、このような低放射能帯になっているものと考えられる。しかし部分的に非常に高い放射能帯もみられるが、地下の潜在的な弱線を通ってきたものが放出していることを暗示しているのかもしれない。



☒-8-2

自然放射能強度ヒストグラム

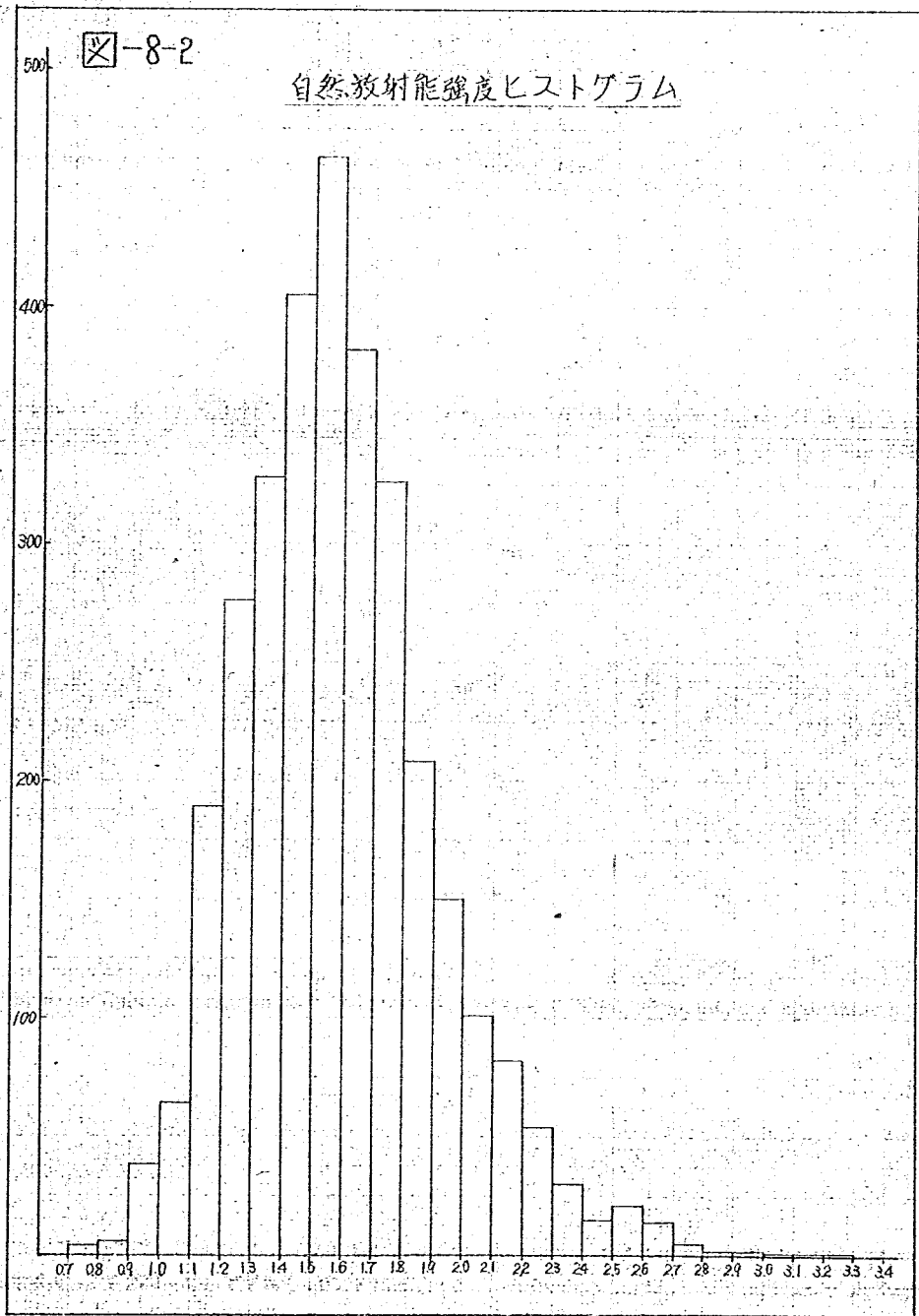


表-8-2

度數分布計算表

	中心值	f_i	u_i	$f_i u_i$	$f_i u_i^2$	$u_i + u_i^2$	$(u_i + u_i^2) f_i$
1	0.75	4	-8	-32	256	56	224
2	0.85	6	-7	-42	294	42	252
3	0.95	38	-6	-228	1368	30	1140
4	1.05	64	-5	-320	1600	20	1280
5	1.15	129	-4	-516	3024	12	2268
6	1.25	276	-3	-828	2484	6	1656
7	1.35	328	-2	-656	1312	2	656
8	1.45	405	-1	-405	405	0	
9	1.55	463	0	-(3267)	(10743)		()
10	1.65	392	1	392	392	2	784
11	1.75	326	2	652	1304	6	1956
12	1.85	208	3	624	1872	12	2496
13	1.95	150	4	600	2400	20	3000
14	2.05	101	5	505	2525	30	3030
15	2.15	82	6	492	2952	42	3444
16	2.25	54	7	378	2646	56	3024
17	2.35	30	8	240	1920	72	2160
18	2.45	15	9	135	1215	90	1350
19	2.55	8	10	80	800	110	880
20	2.65	4	11	44	484	132	528
21	2.75	5	12	60	720	156	780
22	2.85	2	13	26	338	182	364
23	2.95	2	14	28	392	210	420
24	3.05	1	15	15	225	240	240
25	3.15	1	16	16	256	272	272
26	3.25	1	17	17	289	306	306
	$\bar{x} = 2.1$	3178		(4524)			
				-3267			
				1277	33983		35260

$$\bar{x} = 1.55 + \left(\frac{1277}{3178} \right) \times 0.1 = 1.59$$

$$s = 0.1 \sqrt{ \left(\frac{33983}{3178} \right) - \left(\frac{1277}{3178} \right)^2 } = 0.301$$

9. ま と め

以上各項目別に述べてきたが最後にここで総括的に述べてみたいと思う。

I 国見地すべりの規模

国見地すべりは大きく区分して二つの地すべりとなる。一つは東部地区で泉谷川の東側の部分で、クラック、滑落崖より判断すると図-9の点々で示した部分となる。幅400M、長さ1200Mである。すべり面は基岩を泥岩とし、その上部を厚さ15~20Mの土塊が移動するものと考えられる。

西部地区は泉谷川西部の凸状地で東谷により胡桃地すべりに接している。長さ1200M、平均幅450M、図-9で斜線で示した部分である移動土層厚は30~40Mである。潜在すべり面として泥岩と凝灰岩との境界面が考えられる。

II 活動状況

西部地区は過去に層すべり型の地すべりを起こした形跡があり、移動量は岩塊がブロック化する程度であるが、すべり面は形成されているものと考えられる。現在ほとんど活動している様子はないが、国見部落付近の地すべり末端部で小崩壊がみられる。

東部地区は西部地区より過去に地すべり活動が活発に行なわれ、移動岩塊はブロック化し、細片化し、さらに粘性土にまで進化している部分もみられる。43年度にクラックが発生しているように現在もまだ緩慢な動きを示していると考えの方がよいと思われる。

III 自然放射能測定結果やボーリング調査の結果をみると、泉谷川にそって小規模の断層があると考えられる。また、国見地すべり上部の鏡山周辺にはSW-NE方向とNW-SE方向の二系統の断層群が存在することが自然放射能調査や空中写真の判読からわかる。

IV 地下水

国見地区では三系統の地下水が考えられる。一つは鏡山裾の低湿地に存在する浅層地下水で、水位が浅く、降雨にもその変化をあまりみせず、鏡山裾から弱線、断層を通り国見地すべり頭部にぬけ、主に国見地すべり東部地区に流入し、深さ10M程度の厚さをもって拡散するように流れる。流速は $10^0 \sim 10^{-1} \text{ cm/sec}$ 程度で、とくに泉谷川にそった部分では流速は速い。

第二系統の水は、鏡山周辺より裂カ水あるいは断層などの線構造に支配される脈状水と考えられ、小滝部落に向かうものと、胡桃地すべり地、泉谷川にそって流れるものがみられる。流速は $10^{-2} \sim 10^{-3}$ cm/sec である。またわずかではあるが降雨に相関した水量変化がみられる。

第三系統の水は、国見地すべり西部地区にみられるもので、水質的にも特異であり、地下水追跡を行なってもこの地域でのトレーサーの検出はまったくなかった。また水位変化が 8 ~ 30 M と非常に大きなものもあり、普通ときは水位が異常なまでに低い。このようなことから判断すると先に述べた二系統の水とまったく別系統の水と考えられる。

V 地すべり対策

以上の調査の結果、国見地すべり地は、比較的平滑な基盤表面に沿って、約15～40Mの土塊が滑落するGLide（平面すべり）であり、此の安定度は、その地域内を通る弱線帯を通路とする地下水の影響を非常に大きく受けていることが明らかになったので、此に対する対策計画の中心となる基本的構想について述べる。

I) 西部地区

胡桃地すべり地に隣接した未滑落土塊をもって構成された斜面であるが、此についてはすでに滑落した胡桃地区との境界線に胡桃地すべりの滑落による明瞭な断層の露頭があり、その付近での湧水が非常に豊富であることから、従来此の断層を通路とする地下水脈が存在し、此が何らかの原因で通水能力を悪化し、間隙水圧の上昇をきたして、胡桃地すべりを発生したものと考えられる。

そして、此の地すべりの発生によって、断層の通水能力は以前にも増して良好になり、従って、此の斜面西側での間隙水圧は胡桃地すべり発生前に比較して幾分低下しているものと考えられる。しかし此の斜面の東端にも、泉谷に沿った比較的明瞭な弱線が存在し、調査の結果にも見られる通りの地下水脈を構成していることが考えられる。従って将来、此の泉谷川沿いの地下水脈の通水能力に変化が生じた場合には、此の斜面が不安定化する可能性を持っている。次に、此の斜面の末端部は国見川の浸食にさらされており、此の河川の横侵食が末端部における小地すべりを誘発し、すでにクラックを発生している地点も見られるが、此の小地すべりは平面地すべり（GLide）の性格上、次第に上部斜面に波及して大きな地すべりに発展する可能性を持っている。従って、此の抑制も必要欠くべからざるものとする。

以上の二点に対策の中心を置いて考えると、この地すべり対策は下記の通りである。

(a) 泉谷地下水脈の処理

泉谷弱線に沿う地下水は流速も大きく、又その空隙率からみて、流量も相当大きいことが予想されるので、此の処理としては、通水能力の大きい隧道排水が最も望ましい。隧道を此の弱線の上流部で直角に切る様に設置すれば、排水は完全に行なえるであろう。此の為の基盤の地厚や基盤表面の地形については、なお綿密な調査を必要とするが、隧道の施行の安全性については、最近のライナープレート支保工を用いることによって、十分保ち得ると考える。調査の結果、隧道計画が不能な場合には、此の弱線沿いに少な

くとも集水井を40～50M間隔に並べて地下水を排除することが望ましい。

(b) 国見川沿い末端部の保護

現在発生している小規模の地すべりに対しては、集水井工により、主として、小地すべりの縁辺部地下の地下水を集水し得る様、此を計画する。此の為には、此等小地すべりの規模、機構を更に精密な調査によって明らかにして、最も適切な位置に集水井を設けるべきである。

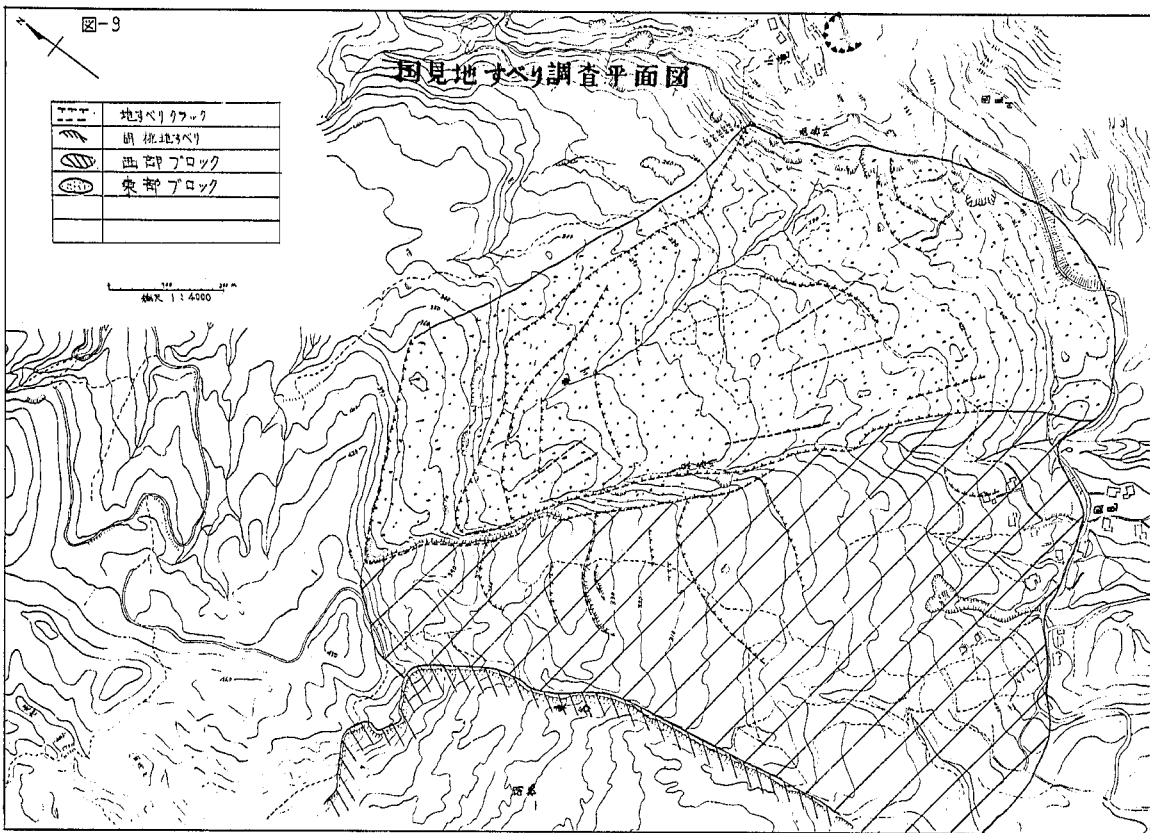
II) 東部地区

此の地すべりは、その西境部が泉谷によって西部地区と隣接しており 従って泉谷弱線部の地下水の影響を受けていることは勿論であるが、そのみならず、東部地区は、その冠頂部が広大な集水面積を持つ地すべり地と隣接しており、上部斜面からの地下水の供給を相当受けている。従って安定度からみると、西部地区よりも危険側にあることは当然考えられる。その証拠として、東部地区頭部には、連続性を持った滑落崖が形成され、過去において相当活発な動きを持ったことが推定し得るし、集水井工によって、滑落崖下に多量の集水を見ていることから此の不安定なことが立証される。

地下水追跡の結果からみても、上部斜面からの地下水の供給の事実は裏付けられており、従って上部斜面からの地下水供給をカットすることが泉谷の地下水処理と併行して行なわれるべきである。

地下水カットの方法としては、深さ7～8Mに及ぶ大暗渠工(B.W工法による)や、多数の集水井を幅50Mおき程度に滑落崖上部斜面に、滑落崖に沿って設置することが考えられる。いづれにしても、此の地域での滞水層の位置を更に明確にボーリング等によって精査すべきである。

末端部には西部地区と同様に、西谷川落いに小地すべりが連続しており、前者と同様な計画を必要とする。



10. あ と が き

国見地すべり調査5ケ年を振り返ってみると、東部地区にわずかに移動した徴候がみられたが、地すべり活動を予測させるような地盤変動もなかったため、すべり面調査などがほとんどできず、すべり面も推定の域を脱しない状態であった。またすべり面のせん断強度ももとめられなかったので現在の斜面の安定度を算定することができなかった。したがって調査の中心が、地下水調査におかれるようになり、国見地すべりの規模からしてその対策工法も排水工法にたよらなければならないことからしても地下水調査ではかなりの成果が上ったものと考えられる。しかし国見地すべりのような層すべり型の地すべりで、水がどのように働いたら滑落するかを予測することができなかった。今後残された問題として研究して行きたいと思う。

おわりにこの調査を実施するにあたり終始御協力下さった富山県土木部砂防課長、ならびに砂防課の皆様、氷見土木出張所の皆様方、および御指導下さった建設省土木研究所、渡地すべり研究室長はじめ地すべり研究室の皆様にご心から謝意を表する次第です。

調 査 担 当 者

総 括	建設省土木研究所新潟試験所
	所 長 山 下 宏
	前 所 長 高 野 秀 夫
検討および報告	研 究 員 中 村 浩 之
	前研究員 天 野 宣 武
諸調査	技 官 石 平 貞 夫
	技 官 近 藤 政 司
	" 白 石 一 夫
	" 山 田 曙
	" 白 石 吉 信
	" 内 田 忠 雄
現場観測	富山県土木部砂防課
	氷見土木出張所
資料整理	石 平 貞 夫
	山 田 節 子